

RADU BOTEZATU

METODE GEOFIZICE DE CERCETARE A SUBSOLULUI

EDITATĂ DE EDITURA DIDACTICĂ ȘI PEDAGOGICĂ
PUBLISHTED BY DIDACTIC AND PEDAGOGICAL PUBLISHING HOUSE
1964

550.3

B72

MINISTERUL ÎNVĂȚĂMÎNTULUI
INSTITUTUL DE PETROL, GAZE ȘI GEOLOGIE

Conf. RADU BOTEZATU

**CURS
DE
METODE GEOFIZICE
DE CERCETARE
A SUBSOLULUI**

INTRODUCERE

Geofizica este știința care se ocupă cu studiul proprietăților și al fenomenelor fizice ale pământului, precum și cu legătura lor cu structura acestuia.

Bazată pe proprietățile fizice, structura și compoziția pământului și folosind legile fundamentale și metodele de investigație ale fizicii și ale științelor geologice, geofizica aduce informații importante asupra globului terestru, care au condus la o mai bună cunoaștere a interiorului lui.

Interiorul pământului a prezentat din totdeauna interes pentru omenire.

La început, metodele folosite au fost empirice și uneori subiective. Și astăzi încă există persoane care pretind că, având unele facultăți deosebite și folosind mijloace rudimentare, cum ar fi, de exemplu, *bagheta magică*, sînt capabile să detecteze de la suprafața pământului prezența în subsol a unor zăcăminte, strate acvifere etc. Aceste metode sînt grupate într-o pseudoștiință care poartă numele de radiestezie, al cărei studiu nu prezintă interes.

În paralel cu aceasta s-au dezvoltat însă metodele obiective cu fundamentare științifică riguroasă, grupate în știința care poartă numele de geofizică și care face obiectul acestui curs.

Geofizica se împarte în două mari domenii. În ambele domenii, studiul privește aceleași fenomene fizice folosind metode comparabile, deosebite eventual prin metodica și tehnica lor de aplicare, însă diferențiate fundamental din punctul de vedere al scopului pentru care se face studiul, și anume: Geofizica pură sau Fizica globului și Geofizica aplicată sau Geofizica de explorare.

1. *Geofizica pură sau Fizica globului* se ocupă cu studiul fenomenelor fizice la scară planetară, legate de cele trei învelișuri ale pământului. Din aceasta fac parte:

a) *Gravimetria, studii asupra echilibrului izostatic al crustei terestre, geomagnetismul, seismologia, radioactivitatea terestră, geoelectricitatea* (distribuția curenților telurici), *vulcanologia*, toate privind litosfera și interiorul pământului.

b) *Oceanografia*, privind hidrosfera.

c) *Meteorologia, studii asupra electricității atmosferice și a ionisferei*, privind atmosfera.

2. Un al doilea domeniu important al studiilor geofizice este reprezentat de *Geofizica aplicată sau Geofizica de explorare*. Aceasta se ocupă cu detec-

tarea, pe baza unor fenomene fizice măsurate la suprafața sau în vecinătatea suprafeței pământului, a concentrațiilor de minerale utile sau a structurilor geologice favorabile acumulării acestora, cercetări în sonde sau mine sau cercetări de geologie inginerescă și hidrogeologie.

Metodele geofizicii aplicate sînt multe la număr și bazate pe fenomene naturale sau provocate, au o caracteristică comună, prin aceea că folosesc măsurători la suprafața pământului sau în excavații, detectînd variații ale proprietăților fizice ale mineralelor, rocilor sau formațiunilor geologice, care apoi sînt interpretate în termeni geologici sub formă de structuri, accidente tectonice sau zăcăminte de minerale utile.

Pentru a da o primă imagine domeniului acoperit de geofizica aplicată este prezentată mai jos clasificarea metodelor acestea:

a) Metode de prospecțiune geofizică:

— *Metode directe*¹ (bazate pe cîmpuri sau potențiale naturale), și anume: metodele *gravimetrice*, *magnetometrice*, *electrometrice* (potențial natural și curenți telurici), *radiometrice*, *termice*.

— *Metode indirecte* (bazate pe fenomene provocate), și anume: metodele *seismometrice*, *electrometrice* (cu curent continuu sau alternativ), *acustice*, *mechanice* (*dinamice*).

b) Metode de carotaj geofizic sau metode de geofizică industrială, reprezentate de carotajul *electric*, *electrolitic*, *radioactiv*, *termic*. La acestea vor trebui adăugate în curînd carotajul *gravimetric* și *al densității*, carotajul *magnetic* etc., la a căror punere la punct se lucrează în momentul de față.

În cele ce urmează vom da cîteva relații sumare cu privire la *metodele geofizice de prospecțiune* și *carotaj*, al căror studiu constituie obiectul acestui curs.

Prospecțiunea gravimetrică se ocupă cu studiul valorii cîmpului gravității în diferite puncte pe suprafața pământului și a variațiilor acestui cîmp în imediata vecinătate a punctelor studiate. Scopul acestui studiu este detectarea anomaliilor mărimilor gravimetrice, care dau indicații asupra distribuției de masă din subsol. Distribuția de masă astfel determinată este apoi interpretată în termeni geologici sub formă de structuri, accidente tectonice sau zăcăminte de substanțe minerale utile.

¹ Caracterizarea metodelor geofizice în *directe* și *indirecte* mai poate fi făcută și din punctul de vedere al obiectului geologic de prospectat. Astfel, prospecțiunea gravimetrică pentru sare este *directă*, deoarece anomalia gravimetrică este produsă de contrastul negativ de masă creat de sare în raport cu rocile în care se găsește, în timp ce prospecțiunea gravimetrică pentru petrol este *indirectă*, deoarece anomalia gravimetrică este produsă de structura geologică purtătoare de zăcăminte de petrol.

În concluzie, este folosită caracterizarea de *directă* sau *indirectă* pentru metoda de prospecțiune dacă măsoară un fenomen natural sau provocat; în același timp, prospecțiunea poate fi *directă* sau *indirectă*, după cum anomalia fenomenului măsurat este provocată de obiectul geologic de prospectat, respectiv substanța minerală utilă căutată, sau de alte elemente paragenetice sau structurale, cu care mineralul util se găsește în relații bine stabilite.

Cîmpul gravitației este un cîmp natural și permanent, datorit masei pămîntului.

Aplicabilitatea prospecțiunii gravimetrice este condiționată de existența în subsol a unei distribuții anormale de masă (datorită contrastelor de densitate dintre roci, minerale sau formațiuni geologice), creată între obiectele geologice și masa rocilor înconjurătoare.

Prospecțiunea magnetică are ca obiect determinarea, prin măsurători pe suprafața solului, a elementelor cîmpului geomagnetic în scopul detectării anomaliiilor acestora, care dau indicații asupra distribuției substanțelor magnetice în subsol. Distribuția acestor substanțe astfel determinată este interpretată apoi în termeni geologici.

Și cîmpul geomagnetic este un cîmp natural și permanent ca și cel al gravitației. El este datorit masei magnetice a pămîntului.

Aplicabilitatea prospecțiunii magnetometrice este condiționată de diferențierea după proprietățile magnetice a rocilor care constituie structura geologică, cu limitarea ca acestea să ocupe volume suficient de mari în subsol, pentru a putea crea *mase magnetice* importante în valoare.

Prospecțiunea radiometrică se ocupă cu determinarea la suprafața solului a intensității efectului pe care îl produc elementele radioactive prezente în pătura superioară a litosferei.

Din punct de vedere fizic acest efect are caracteristicile unui cîmp permanent de radiații, cu intensitate diferită în diferite puncte pe suprafața pămîntului și se datorește conținutului diferențiat în elemente radioactive al diferitelor tipuri de roci care contribuie la realizarea structurii geologice.

Aplicabilitatea acestui gen de prospecțiune geofizică este condiționată de existența în subsol a unei distribuții anormale de conținut în elemente radioactive. Succesul acestei prospecțiuni este însă limitat la elementele geologice care se găsesc la adîncimi mici față de suprafața solului, deoarece puterea de penetrație a radiațiilor este, în general, mică.

Prospecțiunea seismometrică folosește producerea la suprafața solului a unor unde elastice, care, propagîndu-se în interiorul păturii superioare a litosferei și deviîndu-și direcția de propagare datorită suprafețelor de separație dintre formațiuni geologice sau pachete de roci cu proprietăți fizice diferite, se reîntorc la suprafață și sînt înregistrate în puncte din apropierea celui de producere a lor. Pe baza intervalului de timp scurs între producerea și revenirea la suprafață a undelor elastice, se calculează viteza medie de propagare a acestora în interiorul litosferei sau în diferitele formațiuni geologice sau pachete de roci prin care acestea au călătorit, precum și adîncimea și înclinarea suprafeței sau suprafețelor de separație din subsol care au produs devierea direcției lor de propagare.

Parametrul fizic fundamental în prospecțiunea seismometrică și care caracterizează proprietățile fizice ale pachetelor de roci sau formațiuni geologice prin care călătoresc în subsol undele elastice este *viteza de propagare* a acestora. Contrastul de viteză de propagare a undelor elastice pe anumite suprafețe dă acestora caracterul de *suprafață* sau *limită de separație* și apare clar din aceasta că într-o secțiune geologică nu toate suprafețele existente vor fi suprafețe de separație. Acest lucru, deși restrictiv în aplicarea prospecțiunii

seismometrice, o limitează la rezolvarea problemelor geologice, care, în general, au și o importanță economică, ceea ce este deosebit de important.

Prospecțiunea electrometrică se ocupă cu determinarea prin măsurători pe suprafața solului a distribuției potențialelor electrice naturale sau artificiale, a curenților telurici, a câmpurilor electromagnetice artificiale, a modului de propagare în subsol a undelor cu frecvență radio etc., în scopul detectării anomaliilor acestora, care dau indicații asupra variației conductibilității electrice în subsol și care este final interpretată în termeni geologici.

Aplicabilitatea prospecțiunii electrometrice este condiționată de existența în subsol a unei distribuții anormale a proprietăților electrice ale rocilor sau formațiunilor geologice, care să creeze contraste a acestor proprietăți între elementele geologice individualizate (zăcămintele, structuri etc.) și masa rocilor înconjurătoare acestora.

După cum apare din cele precizate mai sus, prospecțiunea electrometrică folosește mai multe tipuri de fenomene electrice. Din această cauză, reflectarea existenței obiectelor geologice din subsol în diversele fenomene sau laturi ale acestora se face în forme diferite. Aceasta face ca metodele de prospecțiune electrometrică să fie multe la număr în momentul de față și ca permanent să apară metode, procedee sau variante noi.

După cum se poate remarca, toate metodele geofizice de prospecțiune se caracterizează prin aceea că studiază anumite fenomene fizice la suprafața pământului și deformațiile acestor fenomene produse de caracteristicile structurii geologice ascunse. Interpretarea acestor deformații conduce apoi la stabilirea trăsăturilor caracteristice ale structurii geologice ascunse.

Spre deosebire de acestea, *metodele geofizice de carotaj* realizează studiul găurilor de sondă. Fenomenele și proprietățile fizice folosite în metodele geofizice de carotaj sînt în general aceleași ca și în metodele geofizice de prospecțiune, adică fenomenele electrice naturale și provocate, radioactive naturale și provocate, elastice, magnetice etc., la care trebuie adăugate fenomenele termice naturale și provocate. Diferențierea diverselor pachete de roci traversate de gaura de sondă are ca efect o diferențiere după anomaliile diferitelor fenomene folosite în metodele de carotaj respectiv; interpretarea acestor anomalii permite apoi stabilirea adîncimii și a limitelor diferitelor strate sau complexe traversate de gaura de sondă, a unor proprietăți fizice a acestora, a prezenței unor niveluri de substanțe minerale utile etc.

Aplicabilitatea metodelor geofizice de carotaj este foarte largă, și în momentul de față este obligatorie pentru orice gaură de sondă forată.

Progresul tehnic continuu a avut ca urmare realizarea unei aparaturi de geofizică aplicată din ce în ce mai evoluată, atît sub raportul constructiv (dimensiuni, greutate, maniabilitate, viteză de măsurare etc.) cît și sub raportul preciziei de măsurare. În paralel cu aceasta au evoluat continuu și metodele fizico-matematice de interpretare, ca urmare a progresului înregistrat în legătură cu fundamentarea științifică a acestor metode.

Din aceste motive, metodele geofizicii aplicate privind atît prospecțiunile geofizice cît și carotajul geofizic au început să fie aplicate în probleme din ce în ce mai de detaliu în legătură cu sectorul economico-minier sau tehnic. Astfel, în momentul de față, orice lucrare economico-minieră sau tehnică,

ca, de exemplu, fixarea amplasamentului sondelor de explorare sau exploatare, a galeriilor, a puțurilor, a barajelor și construcțiilor mari etc. trebuie să fie precedată de o cercetare geofizică. *Prin aceasta, geofizica aplicată s-a integrat definitiv în geologie, ca o metodă de cercetare geologică.*

Aceasta justifică interesul pe care îl prezintă studiul geofizicii aplicate pentru inginerii geologi.

ISTORICUL DEZVOLTĂRII METODELOR GEOFIZICE DE PROSPECȚIUNE ȘI CAROTAJ ÎN R.P.R.

În dezvoltarea metodelor geofizice de prospecțiune și carotaj pe teritoriul *Republicii Populare Române* se pot distinge trei etape importante¹, și anume:

1. *Etapa premergătoare de aplicare a metodelor geofizice*, înainte de anul 1925, în care au fost efectuate unele cercetări sporadice, de interes științific general. În această perioadă se înscriu măsurătorile pentru determinarea elementelor câmpului geomagnetic și construirea hărților acestor elemente pentru teritoriul din exteriorul arcului carpatic, efectuate de D. Negreanu și M. Mureșanu (1894—1895) și mai târziu de Șt. Hepites și I. Murat (1906). De asemenea, D. Negreanu studiază aplicarea măsurătorilor geomagnetice pentru prospectarea zăcămintelor de fier în 1904 și face cercetări cu privire la influența salinității asupra rezistivității electrice a apelor minerale și potabile.

Proprietățile radioactive ale petrolului fac obiectul unor studii ale lui D. Hurmuzescu în anul 1910.

Pe teritoriul Transilvaniei, Banatului și Crișanei, în această perioadă, sînt executate măsurători gravimetrice cu *balanța de torsiune* și *aparate pendulare* (1906—1911) și de asemenea măsurători geomagnetice.

După primul război mondial se încearcă primele determinări geofizice cu caracter de prospecțiune pe teritoriul țării noastre. Din acestea sînt de notat în deosebi prospecțiunea cu balanța de torsiune a anticlinalului petrolifer de la Aricești (Prahova), efectuată de Schweydar în 1918, și prospecțiunea magnetometrică în zona masivelor de sare de la Băicoi și Florești (Prahova), efectuată de Soc. „Prospektion“ din Göttingen, în 1925.

2. *Etapa de încercări experimentale și recunoaștere a utilității aplicării metodelor geofizice*, cuprinsă între anii 1925 și 1948.

În anul 1925 iau naștere primele servicii organizate de prospecțiuni geofizice în țara noastră, unul în cadrul fostului Institut Geologic și altul în cadrul fostei Societăți petroliere Astra Română.

În cadrul fostului Institut Geologic au fost prospectate gravimetric cu *balanța de torsiune*, începînd din anul 1927, în regiunea petroliferă dintre

¹ Ștefănescu S. a b b a, *Evoluția prospecțiunilor geofizice pe teritoriul R.P.R.*, Bul. St. al Acad. R.P.R., Secția de geologie și geografie, II, 1, 1957.

Buzău și Tîrgoviște, precum și extinderea ei către sud și vest pînă în Oltenia, domul gazeifer de la Sărmășel, precum și arii separate în Banat și Crișana. În anul 1940 sînt începute măsurători gravimetrice cu *gravimetrul static*, iar în anul 1941 cu *aparatură tetrapendular Askania*, cu ajutorul căruia se măsoară o rețea de stații de pendul (în total 50 stații) pe teritoriul țării noastre.

În anul 1927 au fost introduse metodele magnetometrice, cu care s-au început studii sistematice de prospectare a zăcămintelor de minereuri de fier (Ocna-de-Fier, Dognecea etc.) și s-a încercat prospectarea masivelor de sare (Florești). Pentru studiul variațiilor în timp a elementelor cîmpului geomagnetic este organizat și pus în funcțiune în anul 1943 Observatorul geofizic de la Surlari-Căldărușani.

În domeniul prospecțiunilor geoelectrice au fost efectuate studii teoretice și încercări experimentale în diverse probleme, care au avut un larg ecou în străinătate.

În cadrul fostelor societăți petroliere, începînd din anul 1925 și, mai tîrziu, din anul 1937 au fost efectuate cercetări gravimetrice cu *balanța de torsiune* în Muntenia și Oltenia și cercetări gravimetrice cu *gravimetrul static* în Oltenia, Muntenia și Moldova, care au condus la construirea de hărți gravimetrice generale a acestor regiuni. În aceleași regiuni și de către aceleași societăți au fost efectuate simultan și prospecțiuni magnetometrice regionale.

În jurul anului 1930 au fost introduse la societățile petroliere metoda de prospecțiune seismometrică prin refracția undelor elastice, precum și metoda de carotaj electric, iar începînd din anul 1935 metoda de prospecțiune seismometrică prin reflexia undelor elastice, toate pentru cercetarea structurilor posibil petrolifere.

În aceeași perioadă au fost efectuate cercetări geoelectrice pentru descoperirea de structuri petrolifere de către „Compagnie Générale de Géophysique” din Paris.

3. *Etapa de dezvoltare și consolidare a metodelor geofizice* începe efectiv din anul 1948, cînd, prin naționalizarea principalelor mijloace de producție, Statul democrat popular ia în mîna sa controlul și dirijarea planică a întregii activități privind prospectarea, explorarea și exploatarea bogățiilor subsolului patriei noastre. După naționalizare, prin grija statului nostru și prin specificul economiei socialiste se deschide drumul unei intense dezvoltări a activității geofizice.

După anul 1948 se organizează puternice unități de prospecțiuni geofizice, dotate cu aparatura cea mai modernă, personal corespunzător și mijloace tehnice necesare, atît la Comitetul Geologic al R.P.R., cît și la Ministerul Industriei Petrolului și Chimiei și Ministerul Minelor și Energiei Electrice, precum și puternice unități de carotaj geofizic la Ministerul Industriei Petrolului și Chimiei, Comitetul Geologic al R.P.R. și Ministerul Minelor și Energiei Electrice.

La aceste unități au fost îmbunătățite metodele de prospecțiuni gravimetrice, magnetometrice și electrometrice, au fost introduse variante noi sau metode noi cum este prospecțiunea radiometrică sau metodele de carotaj electrolitic, BKZ, radioactiv (natural și provocat), termic etc.

În acest proces de îmbunătățire a metodelor geofizice, un aport deosebit a fost adus de către cercetătorii romîni, pe de o parte, prin valorificarea realizărilor mondiale în acest domeniu și pe de altă parte, prin stabilirea condițiilor

optime de aplicare a acestor metode la natura și specificul problemelor geologice din țara noastră. De asemenea au fost aduse contribuții valoroase, de ordin teoretic și experimental, la dezvoltarea pe plan mondial a metodelor geofizice de prospecțiune și carotaj.

În condițiile relațiilor de tip nou dintre țările lagărului socialist, climatul dezvoltării geofizice aplicate a fost și el, ca și pentru celelalte domenii de activitate, deosebit de favorabil. Schimbul de documentație de specialitate cu U.R.S.S. și celelalte țări ale lagărului socialist, schimburile de experiență, de pregătire a cadrelor de ingineri de specialitate, pregătirea de candidați în știință etc., au dat un impuls deosebit de puternic dezvoltării acestui domeniu.

Avantajele folosirii pe scară largă și la nivelul tehnicii celei mai avansate a metodelor geofizice a apărut imediat aportul acestora la lărgirea bazei de materii prime pentru industria extractivă și prelucrătoare fiind din ce în ce mai important pe măsură ce activitatea geofizică s-a extins. În același timp s-a dezvoltat și activitatea de cercetare științifică în acest domeniu și, de asemenea, s-a început construirea hărților geofizice naționale.

Pentru a ilustra importanța acordată de Statul nostru democrat-popular dezvoltării acestui sector de activitate economică, este suficient să ne amintim câteva cifre privind volumul de cheltuieli, extrase din raportul tov. Gh. Gheorghiu-Dej la Congresul al III-lea al P.M.R. Din acest raport reiese că în perioada 1954-1959 au fost cheltuite pentru cercetări geologice (în care cercetările geofizice intră cu o pondere mare de cheltuieli) importante fonduri, iar în perioada 1960-1965, fondurile alocate vor crește cu mult față de perioada anterioară, destinându-se o parte importantă înzestrării cu utilaje și aparate din cele mai moderne. Aceasta va asigura introducerea pe scară cât mai largă a ultimelor realizări a tehnicii în domeniul aparaturii și utilajelor, precum și a metodicii și tehnicii de lucru, contribuind la ridicarea cât mai mare a calității lucrărilor, respectiv la creșterea eficienței geologice a acestora, precum și la creșterea productivității muncii și scăderea prețului de cost.

Este de precizat că prin importanța acordată de Stat cercetărilor geofizice și totodată prin aportul economic efectiv al acestora s-a ajuns ca în momentul de față Republica Populară Română să stea pe picior de egalitate cu țările cele mai dezvoltate din acest punct de vedere. Deja în ceea ce privește potențialul geofizic raportat la suprafața țării, Republica Populară Română este comparabilă cu U.R.S.S., S.U.A., Franța etc. Dezvoltarea prevăzută în planul șesenal va face ca țara noastră să ajungă pe primele locuri în lume în ceea ce privește dotarea tehnică, metodologia și caracterul intensiv al cercetărilor geofizice în raport cu suprafața țării noastre.

Din cele de mai sus reiese clar importanța pe care o are studiul metodelor geofizice de prospecțiune și explorare pentru inginerii geologi. Cunoașterea acestor metode, folosirea adecvată a lor și interpretarea corectă a rezultatelor contribuie la rezolvarea complexă a problemelor geologice, determinarea mai justă a zăcămintelor și formelor structurale ale rocilor, integrarea acestora în ansamblul și caracteristicile structurii geologice regionale și locale și, în esență, la creșterea eficienței cercetării geologice.

PARTEA ÎNTÎI

**BAZELE FIZICO - GEOLOGICE
ALE METODELOR GEOFIZICE
DE PROSPECTIUNE ȘI CAROTAJ**

CAPITOLUL I

POTENȚIALUL GRAVITAȚII ȘI DERIVATELE LUI

1. LEGILE LUI NEWTON

La baza gravimetriei, respectiv a metodelor de prospecțiune gravimetrică, stau cele două legi fundamentale formulate de Newton în anul 1666.

1.1. Legea întâi a lui Newton. „Două corpuri cu mase materiale m_1 și m_2 , situate în spațiu la o distanță d oarecare, se atrag reciproc proporțional cu produsul maselor și invers proporțional cu pătratul distanței care le separă”.

Forța F se aplică în centrul de greutate al ambelor corpuri (fig. 1) are direcția drepte care unește centrele de greutate, sensul de la unul din corpuri către celălalt și intensitatea dată de relația

$$F = G \cdot \frac{m_1 \cdot m_2}{d^2} . \quad (1)$$

În relația (1), coeficientul de proporționalitate G reprezintă constanta atracției universale și are valoarea $6,67 \times 10^{-8}$ UCGS.

Această lege este valabilă indiferent de natura corpurilor care se atrag sau de mediul în care se exercită atracția. În cazul corpurilor cristalizate, orientarea axelor cristalografice este indiferentă.

Pentru această forță nu există ecrane. Dacă există, ecranele intervin doar prin masele lor, exercitând atracții.

1.2. Legea a doua a lui Newton. „În regim dinamic (de mișcare), forța este egală cu produsul dintre masă și accelerație”.

$$F = m \cdot a. \quad (2)$$

Pe aceste două legi se fundamentează relațiile folosite în gravimetrie.

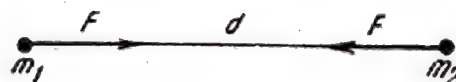


Fig. 1. Imagine explicativă pentru prima lege a lui Newton.

2. MĂRIMI GRAVIMETRICE

În gravimetrie, respectiv în prospecțiunea gravimetrică, se folosesc mai multe mărimi gravimetrice. Acestea sînt:

2.1. **Cîmpul gravitației.** Pentru a înțelege noțiunea de cîmp al gravitației, este necesar în prealabil a lua cunoștință cu alte noțiuni mai simple, pe care aceasta se bazează, și anume:

2.1.1. **Cîmpul newtonian sau cîmpul de atracție (f)**

a) Cîmpul newtonian creat de o masă m într-un punct oarecare P din spațiul înconjurător se definește ca fiind forța cu care masa m atrage o masă unitară situată în acel punct.

Valoarea cîmpului newtonian va fi dată de relația următoare, conform primei legi a lui Newton:

$$f = G \cdot \frac{m}{d^2} \quad (3)$$

b) Cîmpul newtonian creat de un sistem de mase m_i într-un punct oarecare P din spațiul înconjurător este reprezentat de forța rezultantă cu care sistemul de mase atrage o masă unitară situată în acel punct.

În cazul considerat (fig. 2), masa unitară va fi atrasă de masa m_1 cu o forță $f_1 = G \cdot \frac{m_1}{d_1^2}$, de masa m_2 cu o forță $f_2 = G \cdot \frac{m_2}{d_2^2}$ etc.

Intensitatea, direcția și sensul forței f (rezultanta vectorială a forțelor f_i , dacă $i = 1, 2, 3, \dots, n$) cu care este atrasă masa unitară reprezintă intensitatea, direcția și sensul cîmpului newtonian în punctul respectiv al spațiului.

Dacă în loc de o masă unitară plasăm într-un punct al spațiului o masă oarecare M , forța cu care acționează asupra ei o masă unică sau un sistem de mase va fi:

$$F = f \cdot M. \quad (4)$$

Valoarea cîmpului newtonian va fi în acest caz, evident,

$$f = \frac{F}{M}. \quad (5)$$

Pămîntul, avînd o masă materială, va exercita în exteriorul lui atracții. Cîmpul newtonian la suprafața pămîntului poartă numele de *cîmp gravitațional*.

2.1.2. **Cîmpul de rotație (C).** Pămîntul nu este un corp imobil în spațiu, ci se rotește

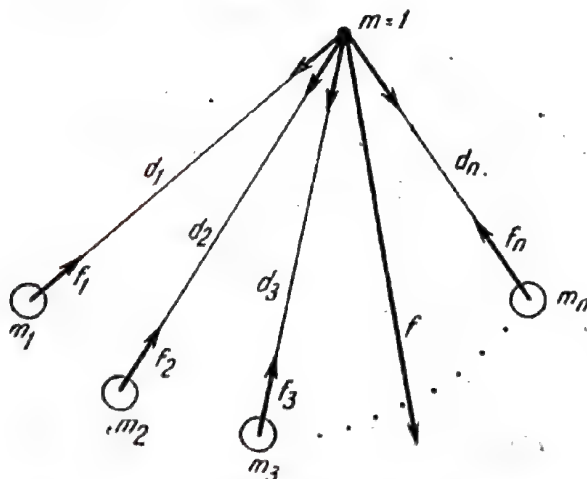


Fig. 2. Cîmpul newtonian creat de un sistem de mase.

în jurul axei sale cu o anumită viteză. Din această cauză, o masă unitară situată pe suprafața lui va fi supusă totodată acțiunii forței centrifuge, care va tinde să o proiecteze în spațiul exterior.

Dacă notăm cu U viteza masei unitare și cu r raza de rotație a punctului de pe suprafața pământului în care este plasată aceasta, atunci forța centrifugă care va acționa asupra ei va fi (fig. 3)

$$C = \frac{U^2}{r}. \quad (6)$$

Viteza U reprezintă distanța parcursă de masa unitară într-o unitate de timp. Cum în timpul unei zile ($T = 24$ de ore) masa unitară parcurge o distanță egală cu lungimea cercului de rază r , se poate scrie

$$U = \frac{2\pi r}{T}. \quad (7)$$

Înlocuind această valoare în relația (6) și făcând simplificările evidente, se obține:

$$C = \frac{4\pi^2}{T^2} \cdot r \quad (8)$$

sau

$$C = \omega^2 \cdot r, \quad (9)$$

deoarece raportul $\frac{2\pi}{T}$ nu este altceva decât viteza unghiulară de rotație ω .

Din figura 3 se constată cu ușurință că între raza de rotație r și raza pământului R există relația

$$r = R \cdot \cos \varphi, \quad (10)$$

în care φ reprezintă latitudinea geografică a punctului în care se găsește masa unitară. Relația (10) ne permite să scriem formula (9) într-o formă echivalentă, și anume:

$$C = \omega^2 \cdot R \cdot \cos \varphi. \quad (11)$$

Cîmpul de rotație apare deci ca fiind forța care acționează asupra unei mase unitare situată pe suprafața pământului în rotație, datorită mișcării de rotație a acestuia. Cîmpul de rotație are direcția razei de rotație a punctului în care se găsește masa unitară, sensul de la interiorul către exteriorul pământului și intensitatea dată de relația (9) sau (11).

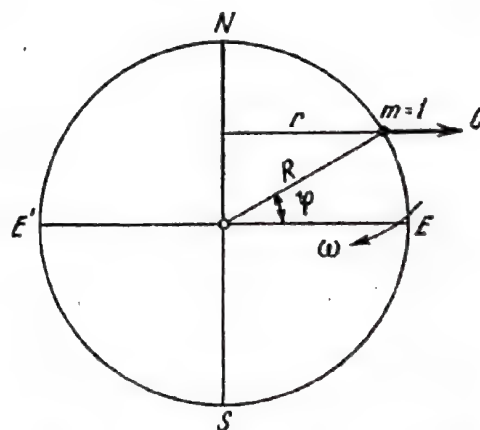


Fig. 3. Cîmpul de rotație al Pământului.

2.1.3. Cîmpul gravitației (g). O masă unitară situată pe suprafața pămîntului în rotație va fi deci supusă acțiunii a două cîmpuri, și anume:

— cîmpul gravitațional, de intensitate

$$f = G \cdot \frac{M}{R^2};$$

— cîmpul de rotație, de intensitate

$$C = \omega^2 \cdot R \cdot \cos \varphi.$$

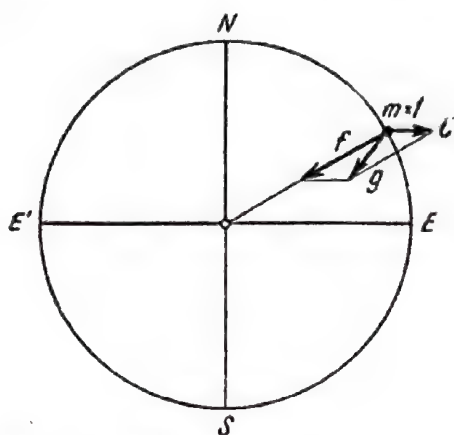


Fig. 4. Cîmpul gravitației.

Rezultanta acestor două cîmpuri poartă numele de cîmpul gravitației și se notează cu g .

Direcția și intensitatea cîmpului gravitației sînt foarte apropiate în valoare de direcția și intensitatea cîmpului gravitațional, iar sensul este identic la amîndouă, deoarece

cîmpul de rotație este foarte mic în valoare, în raport cu cîmpul gravitațional.

După cum se poate remarca lesne, din relațiile (5) și (9) reiese clar că atît cîmpul gravitațional cît și cîmpul de rotație au dimensiuni de accelerație. Pentru aceasta și rezultanta lor, care este cîmpul gravitației, trebuie să aibă aceleași dimensiuni, adică dimensiuni de accelerație. Din acest motiv, termenul de cîmp al gravitației este adesea înlocuit cu termenul de accelerație a gravitației.

Accelerația gravitației poate fi definită ca reprezentînd creșterea constantă a vitezei în unitatea de timp, pe care o are o masă unitară în cădere liberă sub acțiunea pămîntului în rotație.

Pentru a preîntîmpina orice confuzie viitoare, este cazul de precizat că folosirea ambilor termeni este corectă. Ca sens fizic riguros, noțiunea de cîmp al gravitației are un caracter potențial, în timp ce noțiunea de accelerație a gravitației are un caracter dinamic. Ca dimensiuni și ca valoare numerică însă, aceste două noțiuni sînt identice.

Din punct de vedere metrologic, cîmpul gravitației poate fi determinat fie în termeni de forță (prin metode statice), fie în termeni de accelerație (prin metode dinamice), așa cum se va vedea în detaliu în unul din capitolele următoare. Indiferent însă pe ce cale este determinat, cîmpul gravitației este totdeauna exprimat în unități de accelerație.

Unitatea CGS de cîmp a gravitației este *galul* (după numele savantului italian Galileo Galilei, precursor în domeniul *gravimetriei*), care se notează după cum urmează:

$$1 \text{ UCGS} = 1 \text{ gal} = 1 \text{ cm/s}^2.$$

Pe suprafața pămîntului, cîmpul gravitației prezintă o variație totală de aproximativ 5 gal, între valorile limită de circa 978 gal la ecuator și circa 983 gal la pol.

Deoarece unitatea CGS este prea mare pentru nevoile practice, s-a introdus o unitate practică de cîmp a gravitației care este folosită în gra-

vimeetrie, reprezentând a mia parte din unitatea CGS și care poartă numele de miligal și se notează cu mgal . În sistemul corect de notații:

$$1 \text{ mgal} = 10^{-3} \text{ gal} = 10^{-3} \text{ UCGS}.$$

2.2. Potentialul gravitației. Ca și cîmpul gravitației, potențialul gravitației reprezintă o rezultantă între un potențial newtonian și un potențial de rotație.

Potențialul newtonian sau gravitațional (U). Se definește ca potențial newtonian sau gravitațional într-un punct din spațiu, lucrul mecanic necesar deplasării unei mase unitare din acel punct la infinit, în contra sensului de acțiune al cîmpului newtonian.

a) Potențialul newtonian creat de o masă m într-un punct exterior P va

fi, în acord cu definiția de mai sus, lucrul mecanic care trebuie cheltuit pentru a deplasa o masă unitară din punctul P la infinit. Cum lucrul mecanic este același între două puncte, indiferent de drum, să considerăm că masa unitară se deplasează din P la infinit pe o curbă oarecare C . În acord cu no-

tațiile din figura 5 cîmpul newtonian în punctul P va fi evident $f_p = G \cdot \frac{m}{d^2}$,

iar într-un punct oarecare N de pe curba C va fi:

$$f_N = G \cdot \frac{m}{l^2}. \quad (12)$$

Cînd masa unitară se deplasează din punctul N în punctul infinit vecin

N' , situat la distanța $l + dl$ de masa m , proiecția deplasării NN' pe direcția forței va fi practic egală cu dl , deoarece arcul de cerc cu rază $l + dl$ se poate considera că se confundă cu perpendiculara NN' .

Dacă $dl > 0$, atunci lucrul mecanic al cîmpului f_N pentru distanța NN' va fi negativ, avînd expresia

$$dV = -G \cdot \frac{m}{l^2} \cdot dl. \quad (13 a)$$

Lucrul mecanic total sau potențialul newtonian va fi obținut prin integrarea lucrului mecanic elementar exprimat de relația (12) și va fi:

$$U_P = -V_P = \int_{\infty}^d G \cdot \frac{m}{l^2} \cdot dl = G \cdot \frac{m}{d}. \quad (13 b)$$

b) Potențialul newtonian creat de un sistem de mase m_i într-un punct oarecare P din spațiul exterior va corespunde potențialului newtonian în acel punct datorit cîmpului rezultat și va fi egal cu suma lucrurilor mecanice legate de masele respective m_i .

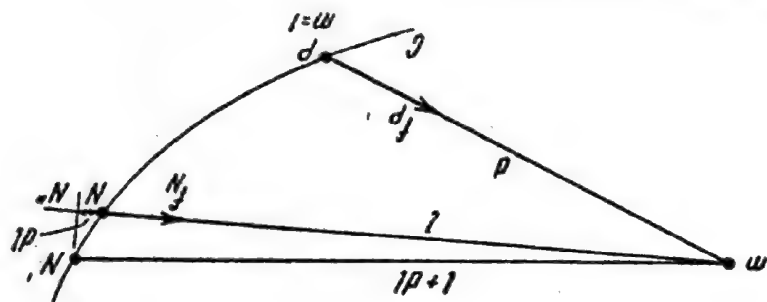


Fig. 5. Potențialul newtonian creat de o masă m .

190.344

În acord cu figura 5 se poate scrie în acest caz :

$$U_p = G \cdot \left(\frac{d_1}{m_1} + \frac{d_2}{m_2} + \dots + \frac{d_n}{m_n} \right) = G \cdot \sum_{i=1}^n \frac{d_i}{m_i} \quad (14)$$

c) Dacă masele sînt în număr foarte mare și infinit de mici, constituind elementele unui aceluiași corp, atunci suma din relația (14) tinde către o integrală de volum.

În acest caz se poate scrie :

$$U = G \cdot \iiint_V \frac{dm}{d} \quad (15)$$

Sau, ținînd cont de notațiile din figura 6

$$U = G \cdot \iiint_V \delta \cdot \frac{\sqrt{(x-x_0)^2 + (y-y_0)^2 + (z-z_0)^2}}{dx \cdot dy \cdot dz} \quad (16)$$

în care a fost înlocuit dm cu $\delta \cdot dv$, respectiv cu $\delta \cdot dx \cdot dy \cdot dz$ și d cu $\sqrt{(x-x_0)^2 + (y-y_0)^2 + (z-z_0)^2}$. Dacă integrala din relația (16) se extinde la întregul volum al pămîntului, atunci potențialul newtonian poartă numele de potențial gravitațional, iar punctul P devine un punct curent pe suprafața pămîntului.

Potențialul de rotație (U'). Este definit ca potențial de rotație, lucrul mecanic necesar deplasării unei mase unitare de pe suprafața pămîntului în rotație la infinit, în sensul de acțiune al forței centrifuge, respectiv al cîmpului de rotație.

Potențialul de rotație se poate scrie :

$$U' = \frac{1}{2} \cdot C \cdot \omega^2 \quad (17)$$

sau referindu-ne la figura 3 și relațiile (9) și (10) :

$$U' = \frac{1}{2} \cdot \omega^2 \cdot r^2 = \frac{1}{2} \cdot \omega^2 \cdot R^2 \cdot \cos^2 \varphi \quad (18)$$

Potențialul gravitațional (W). Potențialul gravitațional este reprezentat de rezultanta celor două potențiale specificate mai sus.

Se poate scrie deci :

$$W = U + U' \quad (19)$$

sau în formă mai explicită :

$$W = G \cdot \iiint_V \frac{dm}{d} +$$

$$+ \frac{1}{2} \cdot \omega^2 \cdot R^2 \cdot \cos^2 \varphi \quad (20)$$

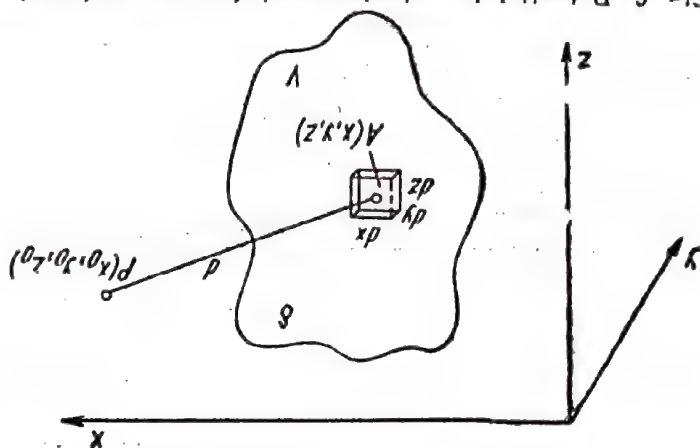


Fig. 6. Potențialul newtonian creat de un corp de volum oarecare v .

S-a scris rezultanta celor două potențiale sub forma unei sume simple, deoarece potențialul gravitațional, ca și potențialul gravitațional și de rotație de altfel, sînt marii scalare [dimensiunile potențialului gravitațional sînt

$$\text{lucru mecanic} = (\text{viteză})^2, \text{ adică } L_2 T^{-2}].$$

O remarcă deosebit de importantă trebuie de asemenea făcută cu privire la potențialul gravitațional. După cum se poate constata din relațiile (16) și (18), respectiv (20), ambele componente ale potențialului gravitațional sînt funcție de poziție, adică de coordonatele punctului de pe suprafața pămîntului în care acesta este considerat. Observația aceasta ne permite să scriem relația de principiu:

$$W_p = \Phi(x, y, z), \quad (21)$$

în care x, y, z sînt coordonatele punctului curent P de pe suprafața pămîntului, iar $\Phi(x, y, z)$ o funcție definită în acord cu relația (20).

Scriș în forma aceasta, potențialul gravitațional pune în evidență o proprietate foarte importantă, și anume aceea că funcțiunea potențial este derivabilă în raport cu toate cele trei variabile carteziene, proprietate care are aplicații multiple și consecințe deosebite în teoria și practica prospecțiunii gravimetrice.

2.3. Suprafața echipotențială sau suprafața de nivel. Este definită ca

suprafața echipotențială sau suprafața de nivel o suprafață care conține toate punctele de egal potențial al gravitației.

Ecuația unei suprafețe echipotențiale poate fi scrisă în mod simplu:

$$W = \text{const.} \quad (22)$$

Ca exemplu de suprafață echipotențială în natură poate fi dată suprafața de echilibru a apei în mări și oceane.

Noțiunea de suprafață echipotențială are o folosință largă și importanță

în geodezia dinamică și în gravimetrie, deoarece cu ajutorul ei este definită figura Pămîntului sau adevărata formă a Pămîntului. După cum se știe, pămîntul are o formă apropiată de aceea a unei sfere turtite la poli. Determinările geodezice au arătat însă abateri sensibile, cel puțin pentru zonele de răsărit în care au fost efectuate măsurătorile, de la o formă geometrică regulată, cum ar fi elipsoidul de revoluție, elipsoidul cu trei axe sau chiar tetraedrul rotunjit, cu care pămîntul s-a încercat să fie asimilat. Pentru aceste motive, în scopuri geodezice este folosită în momentul de față, prin convenție, forma de elipsoid de revoluție propusă de Hayford și adoptată de Asociația Internațională de Geodezie și Geofizică la Congresul de la Madrid în 1924.

Elipsoidul de revoluție adoptat cu această ocazie are turtirea $\frac{1}{297}$ și semiaxa

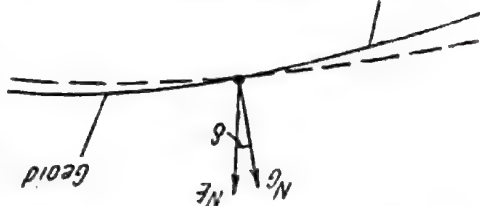
mare egală cu 6 378 388 m, și poartă numele de elipsoid geodezic de referință. După cum s-a spus mai sus, adevărata formă a pămîntului este însă diferită de acesta și fiind necunoscută în momentul de față i s-a dat numele de GEOID.

GEOIDUL se definește ca reprezentînd suprafața echipotențială, care corespunde nivelului mediu al mărilor și oceanelor în repaus (abstracție făcînd

de agitațiile de suprafață, cum sînt: valurile, hula, marea etc.) și este prelungită pe sub continente. Fiind corespunzător unei suprafețe echipotențiale, este clar că geoidul nu poate fi un corp geometric regulat, deoarece suprafața lui este local modificată de distribuția maselor din interiorul pămîntului. După cum se vede, geoidul sau adevărata formă a pămîntului este în mai strînsă dependență de repartiția de masă din interiorul pămîntului decît de forma actuală a lui privind regiunile de uscat; în zonele acoperite de mări și oceane, datorită fluidității apei, distribuția de masă din interiorul pămîntului operează automat deformările de suprafață, astfel încît în aceste zone geoidul este determinat.

Din cele de mai sus reiese în mod clar că la determinarea geoidului gravimetria aduce o contribuție deosebit de importantă.

Fig. 7. Deviația verticală.



2.4. Deviația verticală. Se înțelege prin deviația verticală unghiul format de verticala geodezică și verticala reală sau astronomică în același punct. În orice punct de pe suprafața pămîntului, direcția cîmpului gravitației poate fi materializată ca direcție a firului cu plumb. Aceasta reprezintă direcția verticală reală sau astronomică. Dacă prin același punct materializăm direcția normală la elipsoidul geodezic de referință, aceasta direcție va forma cu prima un unghi care reprezintă deviația verticală (fig. 7).

Deviația verticală se exprimă în unități unghiulare, măsurîndu-se în secunde.

2.5. Gradientul potențialului gravitației. Este definit ca gradient al potențialului gravitației într-un punct oarecare al spațiului un vector care are originea în acel punct și proiecțiile pe axe de coordonate egale cu derivatele parțiale ale potențialului de-a lungul acelor axe.

Gradientul potențialului gravitației pot fi de mai multe ordine, după ordinea derivatelor, care reprezintă componentele acestora pe axe de coordonate respective.

În gravimetrie și prospecțiunea gravimetrică se folosesc următorii gradienti ai potențialului gravitației:

a) *Gradientul de ordinul I*. Acest gradient este reprezentat de vectorul ale cărui componente pe cele trei axe de coordonate carteziene sînt respectiv:

$$\frac{\partial W}{\partial x}; \frac{\partial W}{\partial y}; \frac{\partial W}{\partial z}$$

și corespunde cîmpului gravitației g .

Deoarece componentele orizontale ale cîmpului gravitației sînt foarte mici în raport cu componenta verticală, în practica prospecțiunii gravimetrice se consideră $\frac{\partial W}{\partial z} \approx g$, fapt care simplifică simțitor unele probleme de interpretare în termeni fizici a rezultatelor acestei prospecțiuni.

Gradientul de ordinul I, respectiv cîmpul gravitației, se măsoară cu aparate pendulare sau gravimetre statice și se exprimă, după cum s-a specificat anterior, în gal.

b) *Gradientii de ordinul II*. Dintre gradientii de ordinul II sînt folosiți următorii:

— *Gradientii orizontali ai cîmpului gravitației*, care se combină în preună, obținându-se „gradientul orizontal total al cîmpului gravitației”,

$$\frac{\partial^2 W}{\partial g} \approx \frac{\partial x}{\partial g} \text{ și } \frac{\partial^2 W}{\partial g} \approx \frac{\partial z \cdot \partial y}{\partial g}.$$

— *Mărimile de curbă a suprafeței echipotențiale*

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x \cdot \partial y} \text{ și } W_{\Delta} = \frac{\partial^2 W}{\partial y^2} - \frac{\partial^2 W}{\partial x^2},$$

care se combină împreună, obținându-se *curbura diferențială* sau *tendința directrice orizontală*.

Cei patru gradienti orizontali specificați mai sus se măsoară cu aparate care poartă numele de balanțe de torsune sau gradientometre.

— *Gradientul vertical de ordinul II al cîmpului gravitației* $\frac{\partial^2 W}{\partial g} \approx \frac{\partial z}{\partial g}$. Aceasta mărimile poate fi determinată fie indirect prin calcul pe baza distribuției în suprafața a cîmpului gravitației, fie direct prin măsurători diferențiale pe verticală efectuate cu gravimetrul static.

Unitatea CGS de gradient de ordinul II al potențialului gravitației este reprezentată de 1 gal/cm. Deoarece această unitate de măsură este mult prea mare față de variațiile acestor mărimi pe suprafața pămîntului, s-a ales ca unitate practică 1 Eötvös (unitatea aceasta poartă numele savantului maghiar Roland von Eötvös, creatorul *balanței de torsune*). Valoarea ei în raport cu unitatea CGS este 1 Eötvös = 1E = 10⁻⁹ UCGS = 10⁻⁹ gal/cm.

c) *Gradientii de ordin superior*. Dintre gradientii potențialului gravitației de ordin superior lui II se folosesc numai următorii:

— *Gradientul vertical de ordinul II al cîmpului gravitației* $\frac{\partial^3 W}{\partial g^2} \approx \frac{\partial^2 z}{\partial g^2}$. Unitatea CGS în care se exprimă această mărime este gal/cm², iar unitatea practică este 10⁻¹⁵ gal/cm².

— *Gradientul vertical de ordinul IV al cîmpului gravitației* $\frac{\partial^5 W}{\partial g^4} \approx \frac{\partial^4 z}{\partial g^4}$. Unitatea CGS în care se exprimă această mărime este gal/cm⁴, iar unitatea practică este 10⁻²⁷ gal/cm⁴.

Gradientul potențialului gravitațional din această categorie nu se pot determina direct prin măsurători, ci numai indirect, prin calcul pe baza distribuției în suprafață a valorilor măsurate a câmpului gravitațional.

CAPITOLUL II

DENSITATEA ROCILOR ȘI FORMAȚIUNILOR GEOLOGICE

Proprietatea fizică a rocilor sau a formațiunilor geologice pe care se bazează prospecțiunea gravimetrică este *densitatea*.

În fizică sînt cunoscute două forme de exprimare a densității unei substanțe, și anume:

— *Densitatea absolută* sau *masa specifică*, care reprezintă masa unității de volum. Dacă se notează cu m masa unei probe dintr-o substanță și cu v volumul acesteia, atunci densitatea absolută δ_a a substanței respective este dată de relația

$$(23) \quad \delta_a = \frac{m}{v}.$$

— *Densitatea relativă*, care reprezintă raportul dintre masa unui volum oarecare dintr-o substanță și masa unui volum egal de apă distilată la temperatura de 4°C (temperatura la care apa distilată are densitate maximă).

Dacă masa unei probe dintr-o substanță este

$$(24) \quad m = \delta_a \cdot v,$$

iar masa unui volum egal de apă distilată la temperatura de 4°C este

$$(25) \quad m_0 = \delta_{a0} \cdot v,$$

atunci densitatea relativă δ_r este dată de relația

$$(26) \quad \delta_r = \frac{m}{m_0} = \frac{\delta_a}{\delta_{a0}}.$$

Densitatea apei la temperatura de 4°C are valoarea $\delta_{a0} = 0,999\,973 \text{ g/cm}^3$, ceea ce arată că pentru scopurile practice ale prospecțiunii gravimetrice, valorile densității absolute și a densității relative pentru o aceeași substanță pot fi considerate identice.

Densitatea absolută se exprimă în g/cm^3 ; densitatea relativă este însă fără dimensiuni, deoarece reprezintă raportul a două densități absolute. Deoarece valoarea numerică a acestor două feluri de densități este practic aceeași, se obișnuiește în mod curent a se exprima densitatea în g/cm^3 , chiar dacă deter-

minarea valorii acestei s-a făcut printr-o metodă relativă, deoarece în modul acesta apare mai bine sensul fizic al acestei mărimi.

Rocile și formațiunile geologice fiind substanțe naturale cu structură și textură variabilă, în legătură cu densitatea acestora au fost introduse câteva noțiuni particulare, și anume:

— *Densitatea minerală* (δ_m), care reprezintă masa unității de volum a substanței minerale din rocă.

— *Densitatea naturală* (δ_n), care reprezintă masa unității de volum a rocii luate în totalitatea ei.

Rocile și formațiunile geologice nu reprezintă în general substanțe continue. În cea mai mare parte ele sînt constituite din elemente ale aceluiași substanțe sau elemente ale unor substanțe minerale diferite, cu granulația variabilă, cimentate între ele printr-o altă substanță și prezentînd spații între granule, goale sau umplute cu un fluid oarecare, cum ar fi, de exemplu, apă, petrol, gaze, bioxid de carbon, aer etc. Densitatea minerală definește numai densitatea granulelor minerale și a cimentului dintr-o rocă, în timp ce densitatea naturală se referă la rocă în starea naturală în care ea se prezintă.

— O altă noțiune legată de roci și formațiuni geologice este *porozitatea* (p). Aceasta reprezintă procentul de volum neocupat de substanța minerală din volumul total al unei roci. Dacă se notează cu v_f volumul golurilor și cu v volumul unei probe dintr-o rocă, atunci porozitatea este dată de relația

$$p = \frac{v_f}{v} \quad (27)$$

Între aceste trei mărimi există următoarea relație de interdependență. Dacă masa minerală a unui volum v dintr-o rocă este $m_m = \delta_m \cdot (v - v_f)$, iar masa fluidului de densitate δ_f care ocupă spațiul lacunar de volum v_f este $m_f = \delta_f \cdot v_f$, atunci masa naturală a volumului de rocă este:

$$m_n = \delta_n \cdot v = m_m + m_f = \delta_m \cdot (v - v_f) + \delta_f \cdot v_f \quad (28)$$

din care rezultă

$$\delta_n = \delta_m - p \cdot (\delta_m - \delta_f) \quad (29)$$

I. METODE PENTRU DETERMINAREA DENSITĂȚII

Densitatea rocilor sau formațiunilor geologice poate fi determinată prin mai multe metode. Dintre acestea, cele mai folosite în legătură cu prospecțiunea gravimetrică sînt următoarele:

1.1. Metode directe sau metode de laborator, care se bazează pe determinarea densității la probe de roci colectate din deschideri de suprafață, sonde, lucrări miniere etc. Printre acestea sînt:

a) *Metoda măsurătorilor de greutate și volum*. Densitatea unei probe de rocă prin această metodă se determină cu ajutorul relației (23), evaluînd masa probei prin cîntărirea ei cu o balanță de precizie și volumul ei cu ajutorul unui vas gradat prin imersarea în apă distilată. Dacă materialul din care este

constituția proba este solubil în apă distilată, atunci se folosesc alte lichide pentru evaluarea volumului acesteia, cum ar fi alcoolul, toluenul, uleiurile sau o soluție saturată din aceeași substanță.

b) *Metoda prin cîntărire în aer și în apă.* La această metodă este determinată mai întii masa m_0 a unei probe prin cîntărirea ei cu o balanță de precizie. Apoi, proba este suspendată cu ajutorul unui fir subțire de partea inferioară a platoului unei balanțe și imersată într-un vas cu apă distilată. În această situație se procedează la o nouă cîntărire, determinîndu-se masa m_1 a probei în apă. Volumul probei fiind v , densitatea acesteia δ , iar densitatea apei 1, se poate scrie

$$m_0 = \delta \cdot v \quad (30)$$

$$m_1 = (\delta - 1) \cdot v. \quad (31)$$

$$m_0 - m_1 = \delta \cdot v - (\delta - 1) \cdot v = v \quad (32)$$

și înlocuind valoarea lui v din relația (32) în relația (30), se obține final :

$$\delta = \frac{m_0}{m_0 - m_1}. \quad (33)$$

Dacă se folosesc alte lichide decât apa, valoarea densității date de relația (33) trebuie înmulțită cu densitatea acestora.

Este de remarcat că valorile densității obținute prin metoda măsurătorilor de greutate și volum sînt valori absolute, în timp ce metoda prin cîntărire în aer și în apă furnizează valori relative a densității.

Metodele directe de determinare a densității rocilor și formațiunilor geologice prezintă dezavantajul că între momentul în care proba este ruptă din strat și momentul în care este făcută determinarea densității ei, densitatea poate să varieze însoțită datorită modificării gradului de umiditate al probei. Pentru aceasta se iau precauțiuni speciale de ceruire sau parafinare a probei, imediat ce sînt rupte din strat.

Un al doilea dezavantaj pe care îl prezintă folosirea acestor metode de determinare a densității este reprezentat de faptul că proba fiind ruptă din strat, este scoasă de sub influența presiunii litostatice care îi modifică densitatea. Pentru probele scoase din strate de adîncime, valoarea densității astfel determinată este deci diferită de densitatea reală a rocilor (în loc), care creează contrastele de masă din subsol și se manifestă la suprafață sub formă de anomalii gravimetrice.

În sfîrșit, un al treilea dezavantaj important îl constituie faptul că valorile densității determinate pe această cale nu sînt semnificative pentru un tip de rocă sau o formațiune geologică decât dacă reprezintă media unui număr mare de determinări, efectuate pe probe caracteristice, ale tuturor variațiilor de facies și ale tuturor condițiilor fizico-geologice sub care se prezintă acestea în natură. În legătură cu aceasta este necesar de precizat că probele din formațiuni sau din roci de suprafață, care în general sînt supuse unui proces de alterare sub acțiunea agenților externi, nu este bine să participe prin valorile densității lor la calculul densității medii, în astfel de cazuri fiind necesar a colecta probele din *roca vie*, adică de sub zona superficială alterată.

Toate aceste dezavantaje fac ca metodele de determinare directă a densității rocilor sau formațiunilor geologice să fie folosite limitativ în probleme de prospecțiune gravimetrică.

În prospecțiunea gravimetrică, densitatea rocilor sau formațiunilor geologice interesează în două cazuri, și anume: în legătură cu rocile de adâncime și în legătură cu cele de suprafață.

În legătură cu rocile sau formațiunile de adâncime a căror grosime, extindere laterală și poziție geometrică creează contraste de masă care produc anomaliiile gravimetrice cartate la suprafața pământului, interesează nu atât valorile absolute ale densității acestora cât contrastele de densitate, adică diferențele de densitate care apar între ele. Pentru aceste contraste de densitate, metodele directe de determinare a densității sunt probabil suficient de bune, deoarece se poate considera că prin efectuarea diferențelor, influența factorilor specificați mai sus este în cea mai mare parte eliminată. Pentru acest motiv, la interpretarea geologică a anomaliilor gravimetrice sunt folosite cu succes valorile de densitate determinate prin metode directe.

În legătură cu rocile sau formațiunile geologice de suprafață, densitatea interesează pentru efectuarea unor reduceri a efectelor de atracție a masei lor de suprafață, la calculul cărora intervine valoarea absolută a acesteia. Pentru acest scop, valorile determinate prin metodele directe nu mai sînt convenabile, deoarece abaterile acestora de la valorile reale datorite factorilor specificați anterior se fac resimțite.

1.2. Metode indirecte. Aceste metode folosesc determinarea densității rocilor sau formațiunilor geologice pe bază de măsurători gravimetrice sau de măsurători ale altor parametri fizici naturali. Dintre acestea, cele mai importante sînt următoarele:

a) *Metoda profilurilor gravimetrice pe sol*. La această metodă se determină valoarea densității pentru care anomalia cîmpului gravității în reducerea *Bouguer* nu prezintă nici o corelație cu aspectul reliefului sau valoarea densității pentru care relieful produce variații a cîmpului gravității egale cu cele măsurate. Aceste determinări se execută o dată cu efectuarea pe teren a prospeccțiunilor gravimetrice și furnizează valori de densitate aparentă δ_p a rocilor de suprafață la precizia necesară, dacă au fost satisfăcute condițiile specifice de aplicabilitate a acestor metode.

Printre condițiile de aplicabilitate, cele mai importante sînt existența unor variații de relief și inexistența unor anomalii gravimetrice produse de o distribuție anormală de masă din subsol.

b) *Metoda sondajelor gravimetrice*. Această metodă se bazează pe măsurători de cîmp a gravității executate în puțuri de extracție a minelor sau galerii suprapuse, care se află la diferite orizonturi în subsol sau mai nou chiar în gauri de sondă. Prin aceasta se obține o variație a cîmpului gravității de-a lungul unui profil vertical, care străbate o serie de formațiuni geologice de diferite densități. Abaterile de la valoarea normală a acestei variații, care este funcție de gradientul vertical al gravității, trebuie să fie egală cu atracția maselor rocilor străbătute, care, la rîndul ei, este funcție de densitatea acestora. Exprimînd matematic această egalitate și rezolvînd în raport cu densitatea se obține o relație simplă din care se poate determina valoarea acesteia.

Metoda aceasta prezintă avantajul că permite determinarea ați a densității medii pe diferite grosimi a pachetelor de roci cit și a variației densității cu adâncimea (folosind valorile determinate a densității pentru fiecare pachet situat între două puncte succesive de măsurare); este însă limitată de existența posibilităților efectuării unor astfel de sondeaje, în speță de existența unor mine.

c) *Metoda bazată pe carotașul radioactiv*. În ultima vreme se experimentează o altă metodă indirectă de determinare a densității rocilor și formărilor geologice, bazată pe carotașul radioactiv (γ - γ). Aplicarea acestei metode va permite calculul variației continue a densității de-a lungul tuturor găurilor de sondă la care există astfel de carotașe radioactive.

Metodele indirecte de determinare a densității prezintă marele avantaj că furnizează valori ale densității rocilor *in loc*, adică în condițiile fizico-geologice reale, respectiv în condițiile lor de zăcămint.

Variația valorilor densității rocilor și formațiunilor geologice din natură este limitată. În cele ce urmează reproducem, după Heiland (1946), câteva valori și domenii de variație pentru principalele tipuri de corpi minerali și roci din natură.

Tabelul 1

Elemente și compuși în zăcămintele metalifere

aur	15,60—19,40 g/cm ³
magnetit	4,90—5,20 g/cm ³
galena	7,40—7,60 g/cm ³
pirita	4,90—5,20 g/cm ³
cromit	4,30—4,40 g/cm ³
baritina	4,30—4,70 g/cm ³

Roci metamorfice

amfibolite	2,91—3,04 g/cm ³
serpentine	2,80—3,10 g/cm ³
filite	2,68—2,80 g/cm ³
micasisturi	2,39—2,87 g/cm ³
gneisse	2,59—3,00 g/cm ³
calcare metamorfice	2,63—2,87 g/cm ³
grauwacke	2,60—2,70 g/cm ³

Corpi minerali în roci sedimentare

sare, gips	2,14—2,24 g/cm ³
carbune	1,26—1,33 g/cm ³
petrol	0,60—0,90 g/cm ³
bauxită	2,30—2,40 g/cm ³

Roci sedimentare

aluvioni, soluri	1,50—2,00 g/cm ³
loess	1,40—1,50 g/cm ³
nispuri	1,40—1,90 g/cm ³
grezii	2,50—2,72 g/cm ³
pietrișuri	2,50 g/cm ³
conglomerate	2,35—2,38 g/cm ³
calcare	2,68—2,84 g/cm ³
dolomite	2,80 g/cm ³
marnă	2,12—2,57 g/cm ³
argile	2,15—2,46 g/cm ³

Roci eruptive

granite	2,56—2,74 g/cm ³
sienite	2,60—2,95 g/cm ³
diorite cuarțifere	2,62—2,90 g/cm ³
diorite	2,72—2,99 g/cm ³
peridotite	2,78—3,37 g/cm ³
gabbrouri	2,89—3,09 g/cm ³
diabaze	2,73—3,12 g/cm ³
porfirit	2,62—2,93 g/cm ³
porfirit cuarțifere	2,55—2,73 g/cm ³
bazalte	2,74—3,21 g/cm ³
andezite	2,44—2,80 g/cm ³
dacite	2,35—2,79 g/cm ³

Din studiul datelor înscrise în tabelul de mai sus se pot desprinde câteva observații cu privire la factorii care influențează densitatea rocilor și formațiunilor geologice.

La roci *eruptive*, densitatea este funcție de conținutul lor în SiO₂. Pentru aceasta, roci *eruptive* acide sunt mai puțin dense decât cele bazice. De ase-

menea, densitatea rocilor eruptive este funcție de modul de cristalizare și de mărirea cristalelor, precum și de conținutul în material amorf.

La rocile *metamorfice*, densitatea este funcție de gradul de metamorfism. Rocile *katazonale* sînt mai dense decît cele *mezozonale*, care la rîndul lor sînt mai dense decît cele *epizonale*. De asemenea, densitatea acestor roci depinde de natura rocilor eruptive sau sedimentare care stau la originea lor.

În cazul rocilor *sedimentare*, densitatea este influențată de o serie de factori, dintre care cei mai importanți sînt: natura mineralogică a elementelor care constituie roca, porozitatea, natura și conținutul în fluidele care ocupă spațiul lacunar, gradul de consolidare și natura elementelor de legătură, gradul de compactitate care este o funcție directă de adîncimea la care se găsește roca etc. Din aceste motive, densitatea pentru același tip de rocă sedimentară variază, în general, de la o regiune la alta sau de la o adîncime la alta, în limite mai largi decît densitatea rocilor metamorfice sau chiar eruptive.

2. CONTRASTE DE DENSITATE ȘI DE MASĂ

Așa cum s-a specificat, în prospecțiunea gravimetrică de o deosebită importanță sînt contrastele de densitate.

Acestea apar datorită anizotropiei, din punctul de vedere fizic, al rocilor sau formațiunilor geologice și se exprimă ca diferența densităților acestora. În acest sens, contrastul de densitate între două pachete de roci cu densitate δ_1 , respectiv δ_2 , se notează

$$\Delta\delta = \delta_1 - \delta_2. \quad (34)$$

Contrastele de densitate nu prezintă însă interes în prospecțiunea gravimetrică, decît dacă rocile între care apar astfel de contraste ocupă volume importante în subsol și se găsesc la adîncimi relativ reduse. În acest caz apar contraste de masă

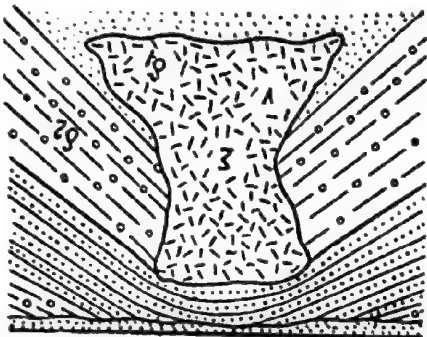
$$\Delta M = \Delta\delta \cdot v, \quad (35)$$

exprimate de contrastul de densitate înmulțit prin volum.

În figura 8 este exemplificat cazul realizării contrastului de masă între masă unui masiv de sare diapir, de densitate δ_1 , și masă rocilor terigene în care acesta este inclus, de densitatea medie δ_2 .

Cum contrastele de densitate pot fi pozitive sau negative, din relația (35) rezultă că și contrastele de masă pot fi pozitive sau negative. Acest mod de exprimare nu este corect, deoarece din punct de vedere fizic nu are sens să se vorbească despre mase materiale negative. Din cauza aceasta se folosește în mod curent termenul de *masă anomală* sau *masă reală* în locul termenului de contrast de masă. Astfel, contrastului de masă negativ îi

Fig. 8. Realizarea contrastului de masă în cazul unui masiv de sare.



corespunde un *deficit de masă*, iar contrastului de masă pozitiv un *exces de masă*, ambele anormale față de masa mediului înconjurător. Contrastele de densitate nu corespund decît întîmplător limitelor geologice; ele pot apărea fie între pachete de roci din cadrul unei aceleiași formațiuni geologice, fie între pachete de formațiuni geologice de vîrstă diferită, însă constituite din roci cu densitate comparabilă ca valoare. Din această cauză și contrastele de masă sînt realizate în situații geologice corespunzătoare. În general, situațiile geologice în care apar contraste de masă interesante pentru prospecțiunea gravimetrică, adică în măsură să producă anomalii gravimetrice cartabile la suprafața pămîntului, sînt limitate. La prima vedere se pot distinge patru tipuri de astfel de situații geologice mai importante, și anume:

a) Contraste de masă create de creșterea continuă a densității cu adîncimea de-a lungul coloanei aceleiași formațiuni geologice, datorită creșterii continue a presiunii litostatice. Este cunoscut faptul că, sub acțiunea presiunii litostatice, rocile devin mai compacte pe măsură ce avansăm în adîncime și acest lucru este însoțit de o creștere a densității acestora. Din acest motiv, chiar în interiorul unei aceleiași formațiuni geologice, constituită din același tip de rocă, densitatea este o funcție crescătoare cu adîncimea. Acest lucru creează contraste de masă chiar în cuprinsul aceleiași formațiuni geologice, care, atunci cînd există și deformări tectonice a formațiunilor, produc anomalii gravimetrice.

b) Contraste de masă datorite variațiilor laterale de facies în cadrul aceleiași formațiuni geologice sau datorită afloririi progresive a diverselor formațiuni către marginea bazinelor de sedimentare, combinate cu deformări tectonice sau schimbări a nivelului de eroziune.

În general, nici o formațiune geologică în dezvoltarea ei laterală, mai ales dacă se întinde pe suprafețe mari, nu-și păstrează riguros faciesul petrografic. Din cauza condițiilor diferite de sedimentare în bazinele mari, faciesurile, în general, *detritice* către marginea bazinelor trec progresiv către faciesuri *pelitice* spre centrul acestora. Un exemplu caracteristic în acest sens îl constituie *pozițiunea* care, avînd grosimi mari și fiind constituit din marne compacte în regiunea petroliferă Ploiești-Tirgoviste, se subție progresiv în dezvoltarea lui către vest, prezentîndu-se în nordul Olteniei sub un facies de marne nisipoase și nisipuri marnoase, cu intercalații de nisipuri. De asemenea, formațiunile geologice care conțin intercalații stratiforme sau lenticulare din alte roci prezintă variații frecvente în dezvoltarea lor laterală și în ceea ce privește dimensiunile și în ceea ce privește frecvența acestor intercalații.

Un alt caz de variație laterală de facies îl constituie aflorirea diverselor formațiuni constituite din diferite tipuri de roci. Acest lucru apare frecvent la marginea bazinelor de sedimentare sau în zonele în care au avut loc procese de transgresiune sau regresiune marină. În astfel de cazuri, prospecțiunea gravimetrică pune adesea în evidență astfel de contraste de masă, care produc așa-numitele „anomalii de cap de strat”, anomalii gravimetrice caracteristice prin dimensiunea lor mică și intensitate variabilă, în funcție de valoarea contrastului de masă care le produce, dar care se recunosc lesne ca anomalii cu cauză superficială.

c) Contraste de masă datorite variației densității pe coloana stratigrafică, în funcție de tipurile de roci care o compun, variație asociată de asemenea cu deformări tectonice. Schimbarea de caracter petrografic a rocilor care compun coloana stratigrafică în orice punct pe suprafața pământului este generală în natură, indiferent de natura rocilor (sedimentare, cristaline sau eruptive). Aceste schimbări de facies petrografic aduc după sine apariția de contraste de densitate, care, la rândul lor, creează în multe cazuri contraste de masă. Cauza principală a apariției în natură a contrastelor de masă o constituie însă *deformările tectonice* ale formațiunilor geologice în toate cele trei cazuri specificate mai sus. Să luăm spre exemplificare cazul simplu al unei stratificații orizontale, constituită dintr-o succesiune de pachete de roci cu caracter petrografic diferit, între care apar contraste de densitate, și o dată cu acestea, contrastele de masă. Cum contrastele de masă se manifestă pe verticală, însă rămân constante în dezvoltarea laterală din cauza caracterului orizontal al stratificației, la suprafață nu se va înregistra nici o variație a cîmpului gravitațional. Dacă însă o astfel de stratificație este tectonizată într-o anumită zonă (cutare anticlinală, falieră, flexurare etc.), atunci în zona respectivă va apare unul sau mai multe contraste de masă, datorită schimbării de poziție geometrică a stratificației, și ca urmare a acestui fapt cîmpul gravitațional va pune în evidență o anomalie.

d) Contraste de masă datorite prezentei unor depozite de minerale sau roci de alt tip în cuprinsul formațiunilor geologice. În această categorie se încadrează masivele de sare, injecțiunile de roci eruptive în cuprinsul formațiunilor sedimentare, zăcămintele metalifere sub formă de lentile de segregăție magmatică sau filoane în cuprinsul depozitelor de roci eruptive sau cristaline etc. Prospecțiunea gravimetrică funcționează cu mai mult succes în cazul în care în regiunea de prospectat există un singur contrast de masă. Ea funcționează cu destul succes și în cazurile în care în subsol există două sau chiar mai multe contraste de masă, în astfel de cazuri însă interpretarea anomaliilor obținute este mai complicată, deoarece ele reprezintă efectul cumulat al mai multor contraste de masă.

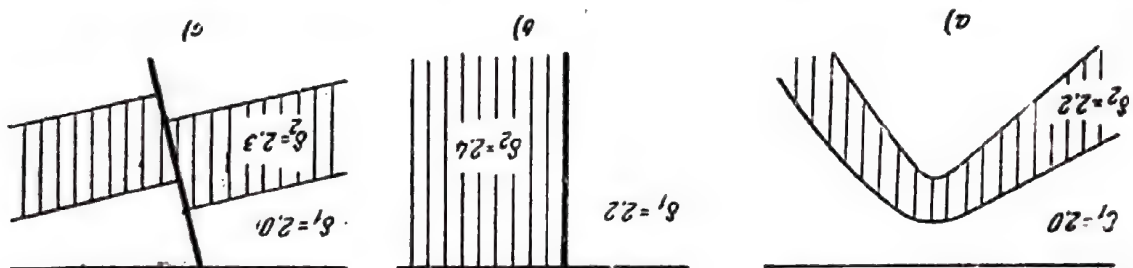


Fig. 9. Exemple de tipuri de contrast de masă care pot produce anomalii gravimetrice.

Contrastele de masă se pot prezenta în natură sub mai multe tipuri, corespunzătoare tipurilor de contraste de densitate respective. În figura 9 sînt prezentate pentru exemplificare cîteva tipuri de contraste de masă care se realizează în natură : — Contrast de masă produs de un stîmbure simplu sau demultiplicat. Acest caz este caracterizat prin variația adîncimii contrastului de densitate de la

un punct la altul pe un profil situat la suprafața solului și este realizat îndeosebi la structurile geologice de tipul anticlinalilor; o variație de același tip a contrastului de densitate se realizează la monocline sau în cazul efilării sau aflorării strator către marginea bazinelor de sedimentare. O exemplificare a acestui caz pentru structurile de tip anticlinal este dată în figura 9, a.

— Contrast de masă produs de un contact stratigrafic sau tectonic. Acest caz este caracterizat prin treceri brusce în suprafața de la roci cu o anumită densitate la altele cu o densitate diferită și este realizat îndeosebi în cazul contactelor geologice dintre roci sedimentare sau cristaline și eruptive, sedimentare și cristaline sau eruptive de diverse tipuri, între ele. Un exemplu este dat în figura 9, b.

— Contrast de masă produs de falieri simple sau demultiplicate, în serii orizontale sau înclinate. Acesta conține o variație a contrastului de densitate atât în adâncime cât și în suprafață și este realizat la falii, flexuri, încăleări sau alte tipuri de accidente tectonice asemănătoare. O exemplificare a acestui caz este prezentată de figura 9, c.

Este evident că natura, cu toate posibilitățile ei variate de prezentare a elementelor geologice, nu poate fi încadrată în mod simplu în câteva tipuri, chiar dacă acestea au numai un caracter didactic. În realitate avem de-a face cu combinații variate și multiple ale acestor tipuri majore, care la o analiză atentă se găsesc prezente în majoritatea cazurilor.

În încheierea acestor considerații asupra caracteristicilor fizico-geologice pe care se bazează prospecțiunea gravimetrică a subsolului dăm câteva valori numerice cu privire la densitatea principalilor roci sau formațiuni geologice din R.P.R.

Tabelu 2
A. Densitatea medie a principalelor tipuri de roci sedimentare și cristaline din R.P.R.

Epoca	Eta	Felul rocii	Densitatea
Pliocen	Levantin	Nisipuri Gresii Marne Argile Pietrisuri	1,91 2,34 2,02 1,95 2,37
	Dacian	Nisipuri Gresii Marne Argile	2,01 2,46 2,15 1,98
	Pontian	Nisipuri Gresii Marne	1,96 2,43 2,31
	Meotian	Nisipuri Gresii Marne Argile	1,99 2,46 2,22 2,29

(continuare Tabelul 2)

<i>Epocă</i>	<i>Etaj</i>	<i>Felul rocii</i>	<i>Densitatea</i>
Miocen	Sarmatian	Nisipuri Gresii Marne Calcare Tufuri	1,96 2,46 2,25 2,56 1,81
	Tortonian	Nisipuri Gresii Marne Breția sărui	1,99 2,44 2,28 2,10
	Helvețian	Nisipuri Gresii Marne Argile Breția sărui	2,06 2,48 2,36 2,26 2,22
	Burdigalian	Gresii Marne Conglomerate	2,48 2,34 2,50
	Acvitanian	Nisipuri Gresii Marne Argile Calcare Breția sărui	1,88 2,46 2,33 2,20 2,28
	Oligocen	Nisipuri Gresii Marne Argile Calcare	2,09 2,40 2,35 2,27 2,45
	Eocen	Nisipuri Gresii Marne Sisturi marnoase Sisturi argiloase Calcare Conglomerate	2,08 2,48 2,36 2,46 2,39 2,54 2,53
Cretacic	Senonian	Nisipuri Gresii Marne Argile Conglomerate	2,16 2,44 2,37 2,23 2,40

(continuare Tabelul 2)

Epocă	Eta	Felul rocii	Densitatea
Cretacic	Turonian	Nisipuri Gresii Marne Conglomerate	2,18 2,46 2,40 2,35
	Cenomanian	Gresii Marne Conglomerate	2,51 2,39 2,40
	Albian	Gresii Marne Calcare	2,57 2,44 2,61
	Barremian	Gresii	2,30
Triasic		Gresii Sisturi marnoase Calcare	2,46 2,32 2,62
	Permo-carbonifer	Sisturi violacee (Strate de Carapellit)	2,52
	Devonian	Calcare Cuarțite Sisturi cuarțitice	2,60 2,60 2,58

B. Densitatea medie a principalelor tipuri de roci eruptive din R.P.R.

Felul rocii și regiunea	Densitatea
Porfirite de Cîrjelari, Dobrogea Diabaze de Niculițel, Dobrogea Ardezit cu hornblendă, Cetatea Devei, Hunedoara Melafir, Ruda Mare, Arad Bazalt de Racos, Transilvania Granodiorit de Temesești, Arad Melafir de valea Hălăușului, Arad Melafir de valea Zeldeșului, Arad Diabaz de valea Hălăușului, Arad Diabaz de Văradia, Arad Granodiorit de valea Bania, Săvișin, Transilvania Granodiorit banatic de Săvișin, Transilvania Banatit bazic cu piroclina, Forotic, Arad	2,60 2,70 2,58 2,84 2,88 2,86 2,96 2,84 2,95 2,96 2,59 2,75 3,06

(Continuare Tabelul 2)

C. Densitatea medie a unor minereuri metalifere din R.P.R.

Felul minereului și regiunea	
Densitatea	
	Magnetită cristalizată de Polana-Ruscăi
5,10	Magnetită amorfă compactă de Rușchita, Banat
4,88	Magnetită în grăunțe de Ocna-de-Fier, Banat
4,58	Magnetită în cloritoșisturi de Rușchita, Banat
2,88	Magnetită de Armeș, Banat
4,72	Magnetită piritosă de Moldova Nouă, Banat
3,66	Hematit manganifer de Cimpul lui Neag, Retezat
5,08	Sideroză limonitizată, cu magnetit, de Armeș, Banat
2,79	Mineriu de mangan de Arșița, Iacobeni, Bucovina
3,95	

Cunoașterea densității rocilor și formațiunilor geologice este de o importanță capitală pentru explicarea și interpretarea anomaliilor gravimetrice cartate într-o regiune oarecare.

Valorile densității pot fi determinate pe tipuri de roci sau pe tipuri de formațiuni geologice sau minereuri în zăcămintele. În primul caz este important de știut procentul în care fiecare tip de rocă intră în formațiunea respectivă pentru care trebuie final calculată densitatea medie, deoarece, așa cum s-a precizat anterior, contrastele de densitate nu sînt semnificative pentru

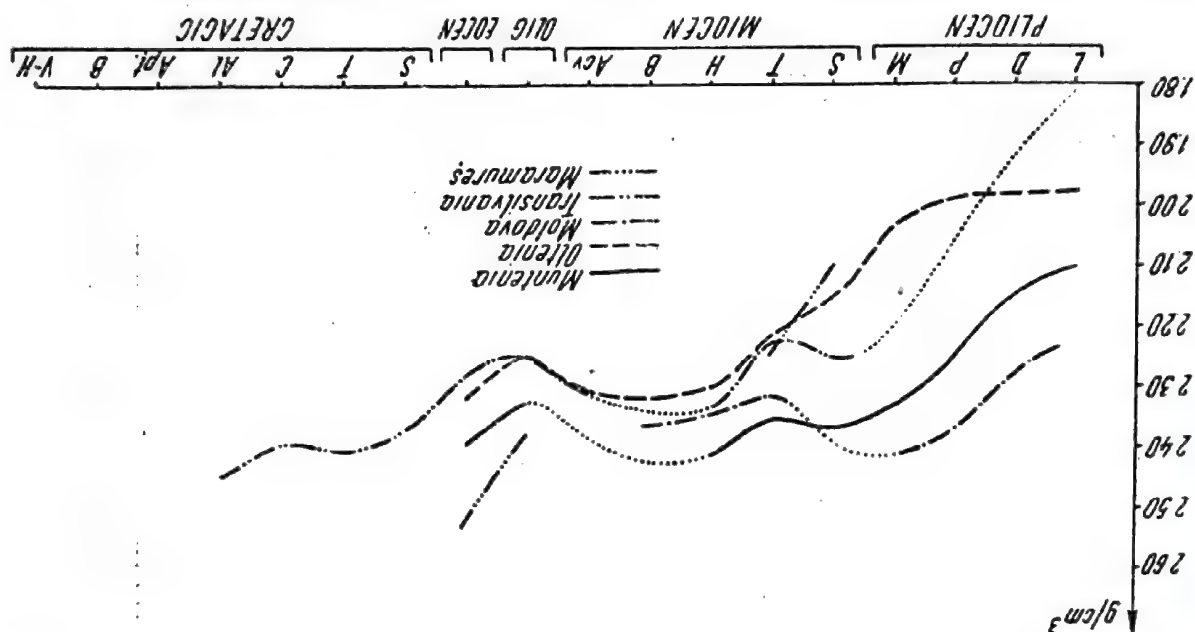


Fig. 10. Variația densității marelor din R.P.R., pe regiuni și etape geologice.

prospecțiunea gravimetrică, decît dacă acestea realizează contraste de masă; or, contrastele de masă se realizează mai frecvent între formațiuni geologice, deoarece acestea ocupă volume importante în subsol.

Pentru mai bună cunoaștere a densităților și studiul sistematic al acestora se întocmesc tabele (de felul celui prezentat mai sus) sau grafice.

În figura 10 este prezentat un grafic construit după datele din tabelul 2, în care este pusă în evidență variația densității marnelor din R.P.R. pe regiuni, în funcție de etajele geologice în care acestea sînt prezente. În această figură, diversele linii (plina, întrerupte etc.) unesc pentru regiunea respectivă valorile densității medii a marnelor în etajele geologice în care acestea se găsesc prezente. Liniile punctate reprezintă extrapolarea acestor curbe pentru etajele geologice în care nu sînt prezente marnele. Evident, acestea nu au nici o semnificație fizică, însă au fost trasate în scopul de a scoate în evidență paralelismul accentuat pe care îl prezintă variația densității marnelor în funcție de etajele geologice pentru toate regiunile din R.P.R.

După cum se poate constata cu ușurință, densitatea marnelor crește cu vechimea formațiunii geologice (de la *pliocen* la *cretacic* inclusiv, pentru care a fost construit graficul), ca urmare a creșterii gradului de compactitate cu vechimea etajului geologic. Pe această tendință de creștere continuă se înregistrează două minime mai importante prezente în toate regiunile, și anume: una în *tortonian*, datorită probabil faciesului salin al acestuia și a doua în *oligocen*.

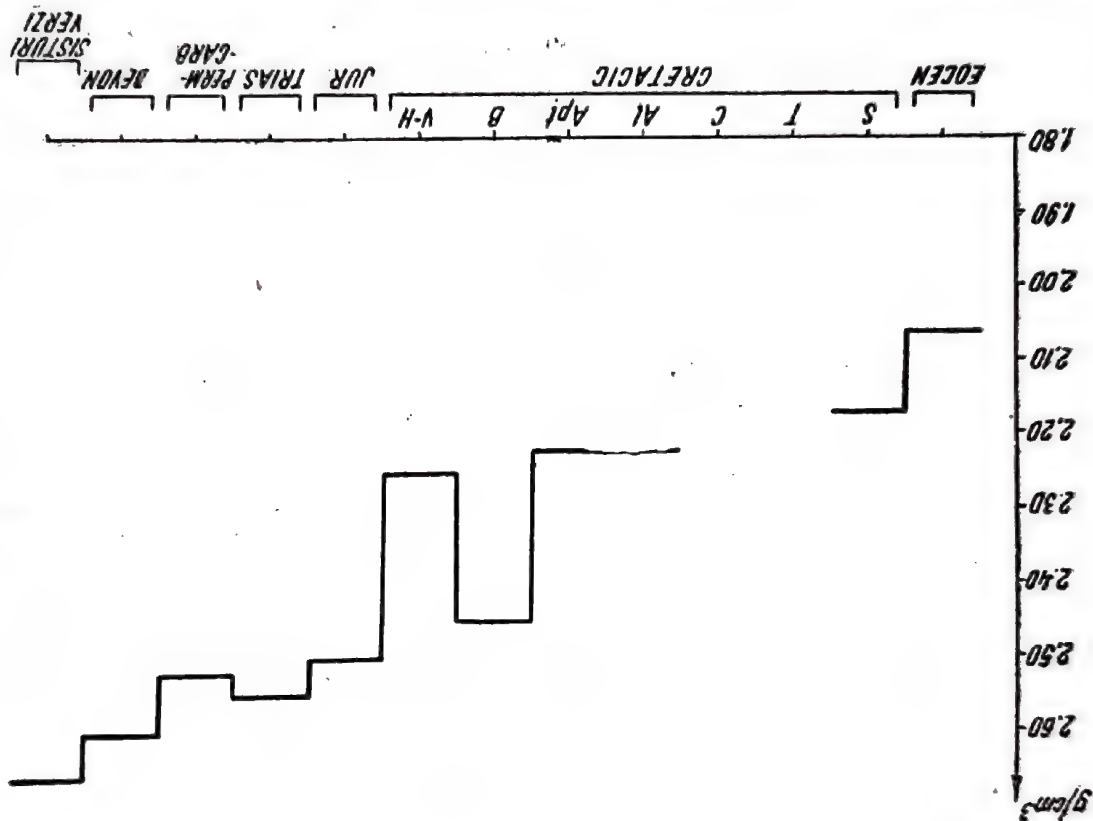


Fig. 11. Densitatea medie a etajelor geologice în Dobrogea.

În figura 11 este prezentat un grafic conținând variația densității medii pe etaje geologice, de la eocen la devonian și sisturile verzi de vîrstă încă nefixată precis, în Dobrogea, construit după datele lui Costa—Fornu. În curs de explorare și prospectare, Raport, 1954, Arhiva M.I.P.Ch.

Și din acest grafic se remarcă o creștere progresivă a densității formațiunilor geologice în funcție de vechimea lor. În acest caz, abaterile locale de la legea generală, cum ar fi, de exemplu, creșterea mare a densității *barrenianului*, trebuie căutată în tipul de roci care constituie etajul respectiv.

Astfel de tabele și grafice sînt de un ajutor prețios și indispensabil la interpretarea anomaliilor gravimetrice.

CAPITOLUL III

POTENTIALUL MAGNETIC ȘI DERIVATELE LUI

Magnetismul este o proprietate a materiei care caracterizează anumite corpuri sau substanțe din natură și poate fi la unele din ele o proprietate naturală, iar la altele o proprietate cîștigată în mod artificial prin intervenția noastră. În baza celor de mai sus se pot distinge două categorii de substanțe cu proprietăți magnetice, după cum se va vedea în cele ce urmează :

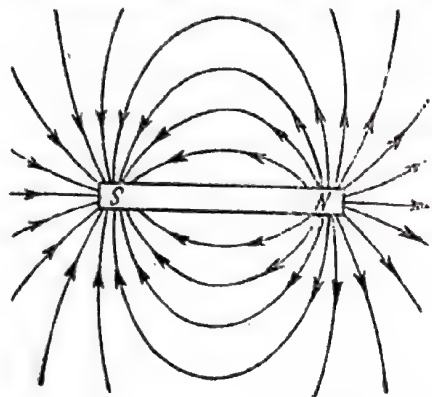
1. MAGNETUL PERMANENT

În natură există corpi care posedă proprietatea naturală de a atrage alți corpi constituiți din fier sau substanțe ferose. Corpii care posedă o astfel de proprietate particulară poartă numele de

magneți permanenți sau *magneți naturali*.

Dacă se taie o bucată în formă de bară dintr-un astfel de magnet permanent, se constată că atracția maximă pe care o exercită aceasta asupra fierului sau a substanțelor ferose se manifestă în vecinătatea extremităților ei. Prin experiența clasică a spectrului magnetic (folosind pilitură de fier împrăștiată pe o bucată de carton așezată deasupra unei bare magnetice) se constată că liniile de forță ale cîmpului produs de acest magnet în exterior se îngrămădesc în regiunile din vecinătatea extremităților. Aceste regiuni în care se manifestă atracția maximă a magnetului permanent poartă

Fig. 12. Magnet permanent în formă de bară și liniile de forță ale cîmpului magnetic pe care acesta îl produce.



numele de poli magnetici. La un astfel de magnet permanent, în formă de bară, distanța dintre poli magnetici este 5/6 din lungimea acestuia. Un magnet permanent în formă de bară are întotdeauna o pereche de poli. Dacă o bară magnetică este suspendată liber la mijlocul ei de un fir, astfel ca să oscileze în plan orizontal, după un număr oarecare de oscilații se va stabiliza în poziția de echilibru, luând o direcție apropiată de direcția meridianului geografic în punctul respectiv. Poli magnetici ai magnetului permanent în formă de bară poartă numele de pol *Nord* sau pol *Sud*, după cum la poziția de echilibru se găsește către polul geografic *Nord*, respectiv către polul geografic *Sud*. Se obișnuiește ca polul magnetic *Nord* să se mai noteze cu +, iar polul magnetic *Sud* cu —. Din cele de mai sus se vede că o bară magnetică are o pereche de poli magnetici de nume (semn) invers.

Forța magnetică. Forța pe care o exercită un magnet permanent asupra unui alt magnet permanent sau asupra unui corp de fier sau substanță ferasă este definită de legea lui *Coulomb*

$$F = C \cdot \frac{P_1 \cdot P_2}{d^2}, \quad (36)$$

care ne arată că între doi poli magnetici de intensitate P_1 , respectiv P_2 , situați în spațiu la o distanță d , se exercită o forță reciprocă de intensitate F . În relația (36), C reprezintă un coeficient de proporționalitate care nu este constant și a cărui valoare depinde de proprietățile magnetice ale mediului în care sînt situați cei doi poli magnetici. Forța F are întotdeauna direcția dreptei care unește cei doi poli și fiind reciprocă se aplică în ambii poli; ea poate fi o forță de atracție, dacă poli P_1 și P_2 sînt de nume diferit, sau o forță de repulsie, dacă cei doi poli sînt de același nume.

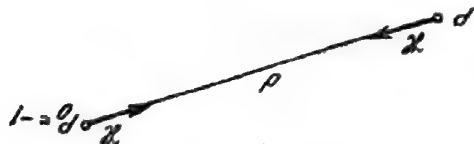
Este de remarcat structura analitică a relației (36), care reprezintă forma matematică a legii lui *Coulomb*, cu totul comparabilă cu aceea a relației care reprezintă forma matematică a legii lui *Newton* din gravimetrie; ținînd cont însă de precizările de mai sus apar mari deosebiri din punct de vedere fizic între cele două legi, și anume: dependența valorii forței de caracteristicile fizice ale mediului și existența unor forțe de atracție sau repulsie pentru legea lui *Coulomb*, în timp ce legea lui *Newton* definește numai forțe de atracție, a căror valoare în orice mediu s-ar găsi corpurile este funcție numai de masele materiale ale acestor corpuri și de distanța care le separă, coeficientul de proporționalitate fiind o constantă.

În formularea legii lui *Coulomb* am definit poli magnetici prin intensitatea lor. Se obișnuiește ca acestei caracteristici să i se mai spună și *masă magnetică*.

Cunoscînd legea lui *Coulomb*, putem preciza acum unitatea de măsură a polului magnetic. Astfel, un pol magnetic are intensitatea (masă magnetică) egală cu 1 unitate CGS, atunci cînd situat la o distanță de 1 cm față de un al doilea pol cu aceeași intensitate (masă magnetică) și într-un mediu nemagnetic (de exemplu aer pentru care $C = 1$), exercită o forță de 1 dina.

Cîmpul magnetic creat în exterior de un pol magnetic de intensitate P este definit ca fiind forța pe care o exercită acest pol asupra unui pol magnetic unitar ($P_0 = 1$), situat într-un punct al spațiului la distanța d . Intensitatea cîmpului magnetic este dată de relația:

$$\mathcal{H} = C \cdot \frac{P}{d^2} \quad (37)$$



relație dedusă nemijlocit din relația (36), în care s-a egalat cu 1 intensitatea unuia din poli magnetici.

Dacă polul P_0 are o intensitate diferită de 1, cîmpul magnetic \mathcal{H} va fi evident:

$$\mathcal{H} = \frac{P}{P_0} \quad (38)$$

deoarece

$$F = C \cdot \frac{P \cdot P_0}{d^2} \quad (39)$$

Unitatea CGS de intensitate a cîmpului magnetic poartă numele de *Oersted* și se notează 1 Oe. Ea reprezintă cîmpul creat de un pol magnetic unitar într-un punct situat la distanța de 1 cm, mediul fiind nemagnetic.

Cîmpul magnetic mai poate fi reprezentat și prin liniile de forță ale lui, și în acest caz intensitatea cîmpului va fi definită prin densitatea liniilor de forță pe 1 cm² secțiune perpendiculară pe direcția lor. Unitatea CGS de intensitate a fluxului magnetic poartă numele de *Maxwell* și se notează 1 Max. Acesta este reprezentat de o densitate de 1 linie de forță pe 1 cm² secțiune în planul perpendicular acesteia, secțiunea fiind situată la distanța de 1 cm față de polul magnetic respectiv.

Din definițiile de mai sus apare evidența relația de reciprocitate între cele două unități de măsură, care este

$$1 \text{ Oe} = \text{numărul de Max./1 cm}^2 \quad (40)$$

Unitatea CGS de intensitate a cîmpului magnetic fiind mare, în prospectivă magnetometrică se folosește unitatea practică purtînd numele de gama și care este definită de relația (41)

$$1 \gamma = 10^{-9} \text{ Oe} \quad (41)$$

adică 1/100 000 dintr-o unitate CGS.

Moment magnetic. Din cauză că nu există poli magnetici izolați, orice magnet fizic reprezintă un dipol. Mărima care caracterizează puterea magnetică a unui magnet (dipol) poartă numele de moment magnetic și este definit de:

$$M = P \cdot l, \quad (42)$$

în care P reprezintă valoarea intensității poliilor magnetici, iar l distanța dintre acestia. Momentul magnetic M este o caracteristică foarte importantă a unui dipol magnetic și din acest motiv are o largă folosință în problemele de magnetism.

2. MAGNETIZAREA PRIN INDUCȚIE

Un mare număr de corpi sau substanțe din natură, dacă sînt supuse acțiunii unui cîmp magnetic, cîștigă proprietăți magnetice prin fenomenul de *inducție magnetică*, manifestîndu-se în exterior ca niște magneti permanenți. Proprietățile magnetice astfel cîștigate de către corpurile magnetizate prin inducție sînt în direcția dependenței de cîmpul magnetizant exterior care stă la baza fenomenului de inducție. În acest caz, direcția de magnetizare coincide cu aceea a cîmpului magnetizant, iar intensitatea magnetizării este proporțională cu intensitatea cîmpului magnetizant.

În legătură cu magnetizarea prin inducție sînt definite mai multe mărimi magnetice, și anume:

Intensitatea de magnetizare. Aceasta mărimă magnetică se notează cu j și reprezintă momentul magnetic al unității de volum din corpurile sau substanțele magnetizate prin inducție, adică

$$j = \frac{M}{V} \quad (43)$$

Intensitatea de magnetizare este o *mărimă vectorială*, avînd aceeași direcție și sens cu cîmpul magnetizant.

În general, corpurile în natură sînt magnetizate neuniform, adică intensitatea de magnetizare are diverse mărimi și direcții în diferite puncte din interiorul corpului. Pentru acest caz, relația (43) nu are semnificație, deoarece intensitatea de magnetizare în diverse puncte reprezintă momentul magnetic al unui centimetru cub din corpurile respective în acele puncte.

Cînd intensitatea de magnetizare are aceeași direcție, sens și valoare în orice punct al unui corp, se spune despre acesta că este magnetizat uniform. Ipoteza magnetizării uniforme, deși în fapt greu de realizat la corpurile geologice din natură, reprezintă o simplificare importantă pentru interpretarea anomaliilor magnetice cartate prin prospecțiunea magnetometrică și pentru aceasta este adeseori folosită.

Magnetizarea specifică sau magnetizarea unității de masă. Aceasta mărimă se notează cu σ și reprezintă momentul magnetic al unității de masă, adică:

$$\sigma = \frac{M}{m} = \frac{V \cdot j}{m} = \frac{j}{\rho} \quad (44)$$

în care ρ este evident densitatea materialului respectiv.

Reprezentînd momentul magnetic al unui gram masă, magnetizarea specifică are aceleași caracteristici ca și intensitatea de magnetizare și care au fost precizate mai sus.

Susceptibilitatea magnetică. Se înțelege prin susceptibilitate magnetică proprietatea pe care o au unele substanțe sau corpuri de a se magnetiza prin inducție atunci când sint supuse acțiunii unui câmp magnetizant. Proprietățile magnetice pe care le cîștigă un corp prin fenomenul de inducție magnetică depind în egală măsură de caracteristicile câmpului magnetizant, ca și de capacitatea de a se magnetiza pe care o are substanța respectivă. Susceptibilitatea magnetică reprezintă tocmai măsura acestei capacități de magnetizare, diferită de la o substanță la alta. Dacă se notează cu \mathcal{H} intensitatea câmpului magnetizant, \mathcal{I} fiind intensitatea de magnetizare, se poate exprima aceasta din urmă în felul următor

$$(45) \quad \mathcal{I} = k \cdot \mathcal{H},$$

în care k reprezintă susceptibilitatea magnetică. Din relația (45) se deduce imediat valoarea susceptibilității magnetice

$$(46) \quad k = \frac{\mathcal{I}}{\mathcal{H}}.$$

Susceptibilitatea magnetică poate fi exprimată ca *susceptibilitatea unității de volum* (k_v), dacă este raportată la unitatea de volum a substanței și atunci este definită de relația (46), sau poate fi exprimată ca *susceptibilitatea unității de masă* (*susceptibilitatea specifică sau coeficientul de magnetizare*), dacă este raportată la unitatea de masă și atunci este definită de relația:

$$(47) \quad k' = \frac{\sigma}{s} = \frac{s \cdot \mathcal{H}}{s} = \frac{s}{h}.$$

Susceptibilitatea magnetică fiind o caracteristică a diferitelor substanțe magnetizabile din natură, poate lua valori foarte variate. În funcție de valorile susceptibilității magnetice, substanțele magnetizabile pot fi împărțite în trei categorii distincte, și anume:

— *feromagnetice*, pentru care susceptibilitatea magnetică este pozitivă și are o valoare mare;

— *paramagnetice*, pentru care susceptibilitatea magnetică este pozitivă și are o valoare mică;

— *diamagnetice*, pentru care susceptibilitatea magnetică este negativă și are o valoare în general mică.

Substanțele din natură care nu sînt magnetizabile prin inducție, și deci pentru care susceptibilitatea magnetică este nulă, poartă numele de *substanțe amagnetice*.

Inducția magnetică. Corpul care cîștigă proprietăți magnetice prin fenomenul de inducție se manifestă la rîndul său ca un magnet, creînd un câmp magnetic propriu care este legat de intensitatea de magnetizare prin relația

$$(48) \quad \mathcal{H}' = 4\pi \mathcal{I}.$$

Acest câmp \mathcal{H}' , care are aceeași direcție cu câmpul magnetizant \mathcal{H} , își supra-pune efectul cu al acestuia din urmă. Suma acestor două câmpuri poartă numele de inducție magnetică și are expresia

$$(49) \quad B = \mathcal{H} + \mathcal{H}' = \mathcal{H} + 4\pi \mathcal{I}.$$

Ținând cont de relația (45), se poate scrie:

$$B = \mu + 4\pi k \mu \quad (50)$$

sau

$$B = (1 + 4\pi k) \cdot \mu. \quad (51)$$

Relația (51) ne arată că inducția magnetică este direct proporțională cu cîmpul magnetizant, prin intermediul unui factor de proporționalitate, care, la rîndul lui, este funcție de susceptibilitatea magnetică a corpului respectiv.

Se va observa că în afara maselor magnetizate, inducția magnetică coincide cu cîmpul.

Permeabilitatea magnetică. Factorul de proporționalitate din relația (51) poartă numele de permeabilitate magnetică și are expresia

$$\mu = 1 + 4\pi k, \quad (52)$$

respectiv,

$$\mu = \frac{B}{H}. \quad (53)$$

Fiind o funcție de susceptibilitate magnetică, se poate spune că permeabilitatea magnetică este o altă măsură a capacității de magnetizare a unui corp. Sensul fizic al acestei mărimi a fost definit de Lord Kelvin în ca fiind „capacitatea cu care un flux magnetic poate fi stabilit printr-un material”. În cazul particular, cînd un corp este plasat într-un cîmp magnetic uniform, permeabilitatea lui magnetică poate fi definită ca fiind raportul dintre numărul liniilor de forță care străbat secțiunea corpului și numărul liniilor de forță printr-o secțiune identică în aer.

În figura 14 este reprezentat efectul unor corpuri cu permeabilități magnetice diferite, plasate într-un cîmp magnetic uniform, în aer (pentru care $\mu = 1$).

Pentru cazul în care permeabilitatea magnetică a corpului este de asemenea egală cu 1 ($\mu = 1$), liniile de forță ale cîmpului uniform își urmează prin secțiunea corpului nestingherit traectul lor. Acesta este cazul general al materialelor amagnetice, deoarece se poate constata cu ușurință din relația (52) că μ nu poate fi egal cu 1 decît dacă k este la rîndul lui egal cu zero. Pentru cazul în care permeabilitatea magnetică a corpului este mai mare ca 1 ($\mu > 1$), liniile de forță ale cîm-

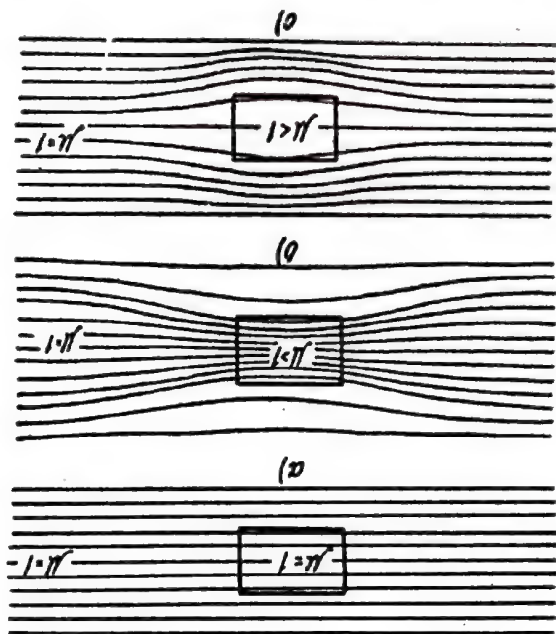


Fig. 14. Efectul unor corpuri cu permeabilități magnetice diferite plasate într-un cîmp magnetic uniform, în aer.

pului uniform se îndesesc în interiorul secţiunii corpului. Acesta este cazul general al materialelor paramagnetice şi feromagnetice, lucru care apare clar din relaţia (52), deoarece μ nu poate fi supraunitar decât dacă k are valori pozitive.

Pentru cazul în care permeabilitatea magnetică a corpului este mai mică decât 1 ($\mu < 1$), liniile de forţă ale cîmpului uniform se răresc în interiorul secţiunii corpului. Acesta este cazul general al materialelor diamagnetice, deoarece se poate constata din relaţia (52) că μ nu poate fi subunitar decât în cazurile în care k are valori negative.

Din cele precizate pînă acum se poate constata că mărimea fizică care caracterizează cel mai corect magnetizarea prin inducţie este intensitatea de magnetizare. Cum însă această mărime este o mărime vectorială şi prin aceasta greu de precizat în toate elementele ei, se foloseşte în mod obişnuit pentru definirea proprietăţilor magnetice susceptibilitatea magnetică sau, mai rar, permeabilitatea magnetică. Folosirea acestor mărimi nu exclude însă cunoaşterea, fără de care înţelegerea strict ştiinţifică a fenomenelor nu este posibilă. În cazul particular al rocilor şi al formaţiunilor geologice, ale căror proprietăţi magnetice diferite reprezintă sursa anomaliilor magnetice cartate prin prospecţiunea magnetometrică, se consideră că în general acestea îşi datorează proprietăţile lor magnetice unui fenomen de inducţie magnetică în cîmpul geomagnetic, care poate fi considerat pentru porţiuni restrinse de pe suprafaţa pămîntului ca un cîmp magnetic uniform. Aceasta s-ar traduce în fapt prin orientarea în cîmpul geomagnetic al granulelor de magnetit (care sînt prezente în dimensiuni şi cantităţi variabile aproape în toate tipurile de roci) în timpul depunerii rocilor sedimentare în marile bazine sau în timpul consolidării magmelor pentru cazul rocilor eruptive.

Această ipoteză simplificatoare este valabilă în multe cazuri din natură şi usurează foarte mult interpretarea geologică a anomaliilor magnetice obţinute prin prospecţiunea magnetometrică. În acest caz, dacă notăm cu J intensitatea de magnetizare a rocii şi cu J_1 intensitatea de magnetizare a aceleiaşi roci cîştigată prin inducţie în cîmpul geomagnetic, avem evident satisfacută

$$J = J_1. \quad (54)$$

Există însă destule cazuri cînd, datorită unor fenomene tectonice, poziţia geometrică a rocilor sedimentare magnetizate prin inducţie în cîmpul geomagnetic, în timpul formării lor, este ulterior modificată şi acestea se remagnetizează în cîmpul geomagnetic. De asemenea, cazul remagnetizării rocilor eruptive datorită diferitelor faze de erupţie şi a caracteristicilor fizico-chimice a magmelor, a condiţiilor termice şi, în special, a temperaturilor acestor magme, sau cazul rocilor metamorfice care suportă diferite cicluri de metamorfism cu tot atîtea remagnetizări etc. În aceste cazuri, în afară de intensitatea de magnetizare J_1 , cîştigată prin inducţie în cîmpul geomagnetic, rocile mai posedă o magnetizare remanentă sau permanentă, pe care o notăm cu J_p şi care reprezintă un rest al magnetizării sau magnetizărilor anterioare inducţiei. Pentru acest caz vom avea satisfacută relaţia:

$$J = J_1 + J_p. \quad (55)$$

Este de remarcat că relația (55) trebuie privită ca o relație vectorială, deoarece J_p poate fi de direcție și chiar de sens diferit față de J .
Trebuie specificat că în acest din urmă caz, interpretarea anomaliilor magnetice obținute prin cartarea magnetometrică este complicată, deoarece este extrem de greu de precizat care este partea din anomalia studiată care se datorează magnetizării remanente și care este partea care se datorează magnetizării prin inducție în câmpul geomagnetic. Dacă magnetizarea remanentă este mică în raport cu cea indusă, interpretarea geologică a anomaliilor în ipoteza simplificatoare specificată mai sus conduce la rezultate destul de valabile.
În caz contrar, interpretarea trebuie făcută cu multă grijă, pentru a evita soluțiile eronate care pot apărea foarte ușor și care, în cazul în care prospekțiunea este urmată de explorare, pot atrage după sine cheltuieli nejustificabile.

3. LEGĂTURA ANALITICĂ DINTRE ANOMALIILE MAGNETICE ȘI GRAVIMETRICE LEGATE GENETIC

Există frecvente cazuri în natură, în care elementele geologice (struc-turi, accidente tectonice, aglomerații de minerale utile) se găsesc atât în con-trast de masă cât și în contrast de intensitate de magnetizare față de rocile care constituie mediul înconjurător. În astfel de cazuri, elementele geologice respective vor produce la suprafața solului atât anomalii gravimetrice cât și anomalii magnetice. Aceste anomalii a două mărimi fizice distincte (câmpul gravitațional și câmpul magnetic), care își au originea în contraste de proprietăți fizice diferite ale aceluiași element geologic, poartă numele de *anomalii legate genetic*.

Așa cum câmpul gravitațional derivă din potențialul gravitațional, și câmpul magnetic derivă dintr-un potențial magnetic. Legătura dintre aceste două potențiale, pentru cazul în care un corp se găsește atât în contrast de masă cât și în contrast de intensitate de magnetizare față de mediul înconjurător, a fost demonstrată de P o i s s o n.
Să notăm cu U potențialul gravitațional, produs de un corp de densi-tate δ , într-un punct oarecare al spațiului. Dacă același corp este magnetizat și intensitatea de magnetizare J a acestuia are direcția i în spațiu, atunci potențialul magnetic Ω al acestui corp este, după teorema lui P o i s s o n,

$$\Omega = - \frac{\delta}{g} \cdot \frac{\partial U}{\partial i}, \quad (56)$$

în care G reprezintă constanta atracției universale.
Se vede în relația (56) că potențialul magnetic Ω este egal cu câmpul gravitațional după direcția intensității de magnetizare, multiplicat cu un factor negativ care conține cei doi parametri fizici J și δ , precum și con-stanta atracției universale.
Câmpul magnetic după o direcție oarecare s din spațiu va fi reprezentat de derivata cu semn schimbat a potențialului magnetic după aceea direcție.

Derivând relația (56) după direcția s și ținând cont de semn, vom obține expresia cîmpului magnetic

$$\frac{\partial \Omega}{\partial s} = \frac{G \cdot g}{s} \cdot \frac{\partial s}{\partial U} \quad (57)$$

relație care mai poate fi scrisă sub forma

$$\frac{\partial \Omega}{\partial s} = \frac{G \cdot g}{s} \cdot \frac{\partial s}{\partial U} \quad (58)$$

Relația (58) poate fi pusă de asemenea sub forma echivalentă

$$\frac{\partial \Omega}{\partial s} = \frac{G \cdot g}{s} \cdot \frac{\partial s}{\partial U} \left[\frac{\partial x}{\partial U} \cdot \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial y}{\partial U} \cdot \frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial z}{\partial U} \cdot \frac{\partial U}{\partial z} \right] \quad (59)$$

sau grupînd alfel termenii

$$\frac{\partial \Omega}{\partial s} = \frac{G \cdot g}{s} \cdot \left[x \cdot \frac{\partial x}{\partial U} + y \cdot \frac{\partial y}{\partial U} + z \cdot \frac{\partial z}{\partial U} \right] \quad (60)$$

Observînd că produsul dintre intensitatea de magnetizare J și derivatele

variabilelor x , y și z , în raport cu direcția s a intensității de magnetizare, nu sînt altceva decît componentele J_x , J_y și J_z ale intensității de magnetizare după direcțiile axelor unui sistem cartezian de coordonate, se poate scrie relația explicită care dă valoarea cîmpului magnetic după o direcție oarecare s din spațiu

$$\frac{\partial \Omega}{\partial s} = \frac{G \cdot g}{s} \cdot \left[x \cdot \frac{\partial x}{\partial U} + y \cdot \frac{\partial y}{\partial U} + z \cdot \frac{\partial z}{\partial U} \right] \quad (61)$$

Tot din relația (61) se pot obține componentele, adică proiecțiile cîmpului magnetic pe direcțiile celor trei axe de coordonate ale unui sistem cartezian și care sînt:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Omega}{\partial x} = X &= \frac{G \cdot g}{s} \cdot \left[J_x \cdot \frac{\partial x}{\partial U} + J_y \cdot \frac{\partial x}{\partial y} + J_z \cdot \frac{\partial x}{\partial z} \right] \\ \frac{\partial \Omega}{\partial y} = Y &= \frac{G \cdot g}{s} \cdot \left[J_x \cdot \frac{\partial y}{\partial x} + J_y \cdot \frac{\partial y}{\partial U} + J_z \cdot \frac{\partial y}{\partial z} \right] \\ \frac{\partial \Omega}{\partial z} = Z &= \frac{G \cdot g}{s} \cdot \left[J_x \cdot \frac{\partial z}{\partial x} + J_y \cdot \frac{\partial z}{\partial y} + J_z \cdot \frac{\partial z}{\partial U} \right] \end{aligned} \quad (62)$$

Dacă luăm în considerare cazul special în care intensitatea de magnetizare J are direcția verticală și sensul către în jos, ceea ce este valabil pentru latitudinile nordice de pe suprafața pămîntului, atunci vom avea evident $J_x = J_y = 0$; $J_z = J$

iar relația a treia din sistemul (62) ne va da valoarea pentru componenta verticală a cîmpului magnetic

$$Z = \frac{G \cdot g}{s} \cdot \frac{\partial s}{\partial z} \quad (64)$$

După cum se poate cu ușurință constata, în această ipoteză componenta verticală a cîmpului magnetic apare ca fiind direct proporțională cu gradientul vertical al cîmpului gravitațional.

Relația (64) are o importanță practică foarte mare, deoarece, în foarte multe cazuri, componenta verticală a câmpului magnetic este mult mai mare în valoare decât componentele orizontale. Pentru astfel de cazuri se poate face ipoteza că elementele geologice care produc anomaliile magnetice sînt magnetizate vertical sau practic vertical.

Acasta permite ca în prelucrarea anomaliilor magnetice să se reconstituie cauza anomaliilor, folosind pentru calculul componentei verticale a câmpului magnetic relația (64). Totul se reduce la a multiplica valoarea gradientului vertical al câmpului gravitațional, ușor de calculat pentru distribuții de masă geometrice, cu factorul $\frac{G \cdot \delta}{s}$, în care G și δ au valori cunoscute, iar γ poate fi calculat după relația

$$\gamma = \gamma_z = k \cdot Z_0, \quad (65)$$

k fiind susceptibilitatea magnetică a corpului de distribuție de masă geometrică, iar Z_0 valoarea componentei verticale normale a câmpului geomagnetic.

Relația (64) mai prezintă importanță și dintr-un alt punct de vedere. Dacă avem dintr-o cartare geofizică anomaliiile câmpului gravitațional și a componentei verticale a câmpului magnetic, atunci putem calcula valoarea raportului $\frac{\delta}{s}$, adică a raportului dintre parametrul fizici a elementului geologic care produce anomaliile legate genetic. Cunosbind sau aproximînd valoarea unuia dintre acești parametri fizici (în general a lui δ), se poate obține cu ușurință valoarea celuilalt.

Dacă anomalia magnetică obținută prin cartare nu permite emiterea unei ipoteze simplificatoare ca cea de mai sus, atunci, pe baza teoremei lui Poisson și a relațiilor (62) derivate din ea, se pot calcula cu destulă ușurință componentele câmpului magnetic pentru corpi geometrice simpli și pentru o intensitate de magnetizare γ dată.

CAPITOLUL IV

PROPRIETĂȚILE MAGNETICE ALE ROCILOR ȘI FORMATIUNILOR GEOLOGICE

Proprietățile magnetice ale rocilor și ale formațiunilor geologice sînt în general dependente de conținutul lor în elemente feromagnetice sau în minerale feromagnetice. Dintre elementele sistemului periodic al lui Mendeleev sînt considerate ca elemente feromagnetice următoarele: fierul (Fe), nichelul (Ni),

cobaltului (Co) și gadoliniul (Gd). Mineralele feromagnetice cele mai importante sînt: *magnetita* ($\text{Fe}_3\text{O}_4 \cdot \text{FeO}$), *pirita* (FeS_2), *pirotina* ($\text{Fe}_n\text{S}_{n+1}$), *ilmenitul* ($\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2$), *limonita* ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) și *hematitul* (Fe_2O_3); de asemenea, *titanomagnetita* ($\text{TiO}_2 \cdot \text{Fe}_3\text{O}_4$) și *franklinitul* ($\text{Zn, Mn, Fe}_2\text{O}_4$). Dintre toate elementele sau mineralele feromagnetice, cea mai mare răs-pîndire în natură o are însă *magnetita*, care este prezentă în cantități diferite în aproape toate tipurile de roci cunoscute, fie ele sedimentare, metamorfice sau eruptive.

1. METODE FOLOSITE LA DETERMINAREA SUSCEPTIBILITĂȚII MAGNETICE

Marimea magnetică cea mai simplă de determinat și care este folosită în mod general pentru definirea valorică a proprietăților magnetice ale rocilor sau formațiunilor geologice este *susceptibilitatea magnetică*. Pentru determinarea valorii acestei mărimi, care reprezintă parametrul fizic de bază al prospecțiunii magnetometrice, pot fi folosite mai multe căi și metode, dintre care indicăm sumar în cele ce urmează principiile pe care se bazează cele mai importante.

1.1. Metode directe. Prin această categorie de metode se urmărește determinarea susceptibilității magnetice, folosind probe de roci sau formațiuni geologice colectate din deschideri geologice, sonde, lucrări miniere etc. La rîndul lor, metodele directe se împart și ele în următoarele:

1.1.1. Metode de laborator. În această grupă intră metodele care folosesc probe de roci sau formațiuni geologice colectate pe teren și la care determinarea susceptibilității magnetice se face după o perioadă oarecare de timp în condiții precise de laborator. Deși precizia determinărilor de roci sînt scoase din condițiile de zăcămint și determinarea se face după scurgerea unui anumit interval de timp (chiar dacă este numai timpul strict necesar transportului din teren la laborator), în care proba suferă acțiunea agenților exteriori, diverse șocuri mecanice, variații de temperatură etc., nu asigură conservarea valorii originale a susceptibilității magnetice a tipului de roci din zăcămint.

Cele mai importante metode din această grupă sînt:

a) *Metoda comparației*. La această metodă se folosește un magnetometru de laborator cu fir de torsune (un magnet mic în formă de bară sau ac, suspendat orizontal pe un fir de torsune fixat în centrul său), care are o sensibilitate mare. Deviațiile acestui magnetometru pot fi citite pe o scară Pog-gendorf, cu ajutorul unui fascicul de lumină reflectat de o oglindă solidară cu firul de torsune.

Materialul probei de roci a cărei susceptibilitate magnetică k' trebuie determinată, este sfărîmat și cu acesta se umple o eprubetă, care apoi este plasată la o distanță convenabilă de magnetometru. Sub acțiunea acesteia, magnetometrul va avea o deviație care corespunde unei distanțe d pe scară Pogendorf (d fiind diferența dintre citirile la scară Pogendorf înainte și după acțiunea eprubetei cu probă asupra magnetometrului).

Din această grupă vom aminti numai una, și anume: *Metoda magnetometriei verticale* ΔZ . La această metodă se folosește un magnetometru vertical ΔZ , obișnuit pentru prospecțiunea magnetometrică, de preferință cu o sensibilitate cit mai mare, căruia i se îndepărtează caseta exterioră, pentru ca proba de rocă să poată fi așezată cit mai aproape de sistemul magnetic. Proba de rocă se lipește de caseta interioară a aparatului, deasupra unuia din poli sistemului magnetic și se fac măsurători repetate, rotind proba pe toate fețele, pentru a determina deviația sistemului magnetic; de asemenea este stabilită deviația sistemului magnetic în același punct, în absența probei de rocă. Diferența între valorile medii a deviațiilor sistemului magnetic cu și fără proba de rocă definește deviația relativă d datorită acesteia. Apoi se execută măsurători în același mod, folosind o soluție de $FeCl_3$, cu susceptibilitatea magnetică cunoscută k_0 , și în volum egal cu acela al probei de rocă, pusă într-un vas de sticlă sau de cupru, determinându-se deviația relativă d_0 datorită soluției. Susceptibilitatea magnetică k' a probei de rocă este calculată cu ajutorul relației (66).

Metodele indirecte au dezavantajul că folosesc probe de rocă sau carote, care nu întotdeauna sînt reprezentative pentru rocă sau formațiunea respectivă. De aceea, pentru a obține valori medii cit mai apropiate de realitate pentru o formațiune geologică, este necesar a face determinări pentru un număr cit mai mare de probe. La această dificultate a metodei se mai adaugă și faptul că probele își modifică proprietățile fizice atît prin ruperea lor din roca masivă cit și prin alterarea în timpul care se scurge de la ruperea ei și pînă la efectuarea determinării susceptibilității magnetice.

1.2. Metode indirecte. Prin această categorie de metode se urmărește determinarea susceptibilității magnetice a rocilor *in loc*, pentru a elimina astfel dezavantajele pe care le aduc după sine metodele din categoria precedentă. Dintre metodele existente din această grupă vom prezenta numai *Metoda prin modificarea inductanței*. Principiul acestei metode constă în modificarea inductanței unei bobine, prin care circula un curent electric, atunci cînd în câmpul magnetic produs de ea este introdus un corp cu proprietăți magnetice. Bobina are forma de disc circular și este introdusă în circuitul unei punți electrice. La efectuarea determinării susceptibilității magnetice, bobina este așezată pe o porțiune plană a rocii sau formațiunii geologice. Este măsurată inductanța bobinei în aer și apoi după aceea este așezată pe rocă. Este necesar ca suprafața plană a rocii să fie cel puțin de trei ori mai mare decît diametrul bobinei, iar grosimea rocii să fie de minimum 0,6 din diametrul bobinei, pentru a se crea spațiul necesar pătrunderii fluxului magnetic. Relația dintre inductanța bobinei în aer și susceptibilitatea magnetică este determinată cu ajutorul unei soluții de $FeCl_3$, cu susceptibilitate magnetică cunoscută.

Metodele indirecte furnizează valori mai apropiate de realitate pentru susceptibilitatea magnetică; folosirea lor este totuși destul de restrînsă în momentul de față.

În tabelul 3 dăm valori de susceptibilitate magnetică, exprimată în 10^{-6} UCGS pentru cîțiva din principalii corpi minerali și roci din natură, extrase din datele centralizate de Reich și Zwerger (1943).

Tabelul 3

VALORI DE SUSCEPTIBILITATE MAGNETICĂ

Elemente și compuși în zăcămintele metalifere		Corpi minerali în roci sedimentare	
Magnetit	10 000—4 000 000	Sare	—1
Gips	22 000—135 000	Anhidrit	—1
Hematit	1 000—80 000	Carbuni	—2 ~ +2
Piroclina	6 000—79 000	Petrol	0,8
Ilmenit	4 000—7 000		
Cromit	240—600		
Pirit	4		
Roci metamorfice		Roci sedimentare	
Amfibolit	58	Loess, lehm	20—30
Serpentin	250—6 000	Nisip	—1
Filit	100	Gresie	3—700
Micașist	20	Calcar	4—70
Gneiss	0—250	Dolomit	—1 ~ +4
		Marna	44
		Argila	20—40
		Granit	5—50
		Granit cu magnetit	5 000
		Sienit	50—5 000
		Diorit	10—5 000
		Gabbro	0—7 000
		Peridotit,	15 000
		Piroxenit	
20—100		Riolit	5—50
40—300		Porfir	5 000
50—600		Porfir	50—5 000
300—700		Fonolit	10—5 000
400—1 000		Trahit	0—7 000
1 000		Melafir	
200—4 000		Lava bazaltică	
250—5 000		Andezit	
60—6 000		Bazalt	
300—7 000		Dolerit	
50—12 000		Diabaz	

Datele înscrise în tabelul de mai sus pun în evidență limitele largi, între care poate varia valoarea susceptibilității magnetice la diversele elemente minerale sau roci din natură.

2. FACTORI CARE CONTRIBUIE LA FIXAREA VALORII SUSCEPTIBILITĂȚII MAGNETICE

La fixarea valorii susceptibilității magnetice, pentru fiecare rocă în parte contribuie o serie de factori, dintre care cei mai importanți sînt următorii :

2.1. Factori mineralogici. Susceptibilitatea magnetică este funcție de compoziția minerală a rocii respective, fiind direct proporțională cu conținutul acesteia în elemente feromagnetice. În acest sens este important atît tipul elementului feromagnetic care intră în compoziția rocii cît și cantitatea sau concentrația acestuia. Pentru a ilustra modul în care influențează compoziția minerală asupra valorilor de susceptibilitate magnetică, sînt date în tabelul 4,

extras după Ianovski (1953), câteva tipuri de roci cu specificarea elementelor feromagnetice și a conținutului în acestea, precum și valorile susceptibilității magnetice.

Tabelul 4

CONȚINUTUL ÎN ELEMENTE MINERALE FEROMAGNETICE A UNOR ROCI ERUPTIVE

Roca	Elementul feromagnetic	Conținut %	Susceptibilitatea magnetică $k \times 10^{-5}$
Diabaz Gabbrodiabaz Diabaz Diabaz metamorfozat	Magnetit Magnetit Hematit Limonit Pirotină	10,2—27,5 4,0—6,4 3,8 1,8 3,0	85 000—88 000 5 100—5 600 3 280 240 1 700
Gabbro metamorfozat Gabbro meta- morfozat Gabbro meta- morfozat	Magnetit Magnetit Ilmenit Pirotină	12,1 2,1 2,5	12 400 510 820

Un al doilea factor din aceeași categorie este *mărimea granulelor elementului feromagnetic*, susceptibilitatea magnetică a rocii fiind o funcție directă de acest factor. Lucrul acesta a fost dovedit experimental, făcându-se amestecuri de elemente feromagnetice, cu diverse diametre, dispersate într-un material nemagnetic (la toate aceste amestecuri procentul de material feromagnetic fiind același din volumul total al probei) și obținându-se valori ale susceptibilității magnetice din ce în ce mai mici, pe măsură ce diametrul granulelor este micșorat.

2.2. Factori geologici. Trecutul geologic al diverselor roci sau formațiuni, prin diversele fenomene geologice pe care acestea le suportă, poate de asemenea produce variații ale valorilor susceptibilității magnetice. Dintre cauzele care provoacă aceste variații, cele mai importante sînt următoarele:

a) *Fenomenele termice*. În general, permeabilitatea materialelor magnetice crește continuu cu creșterea temperaturii pînă la valoarea numită *temperatura critică*; dacă temperatura continuă să crească peste această valoare, permeabilitatea magnetică descresște foarte rapid și după câteva grade materiale își pierde complet proprietățile magnetice. Valoarea temperaturii pentru care are loc pierderea completă a proprietăților magnetice poartă numele de *punct Curie*. Valoarea punctelor *Curie* pentru elementele feromagnetice cunoscute este în general destul de mică. Astfel, pentru magnetită este de 515°C, pentru pirotină este 300°C, pentru nichel este 310°C, pentru fier este 690—870°C etc.

Din cele de mai sus rezultă că proprietățile magnetice actuale ale rocilor sau formațiunilor geologice vor fi dependente de: temperatura de formare a rocilor (la cele eruptive), tipul de metamorfism (de contact sau regional),

numărul de cicluri de metamorfism și temperatura maximă a ciclurilor (la rocle metamorfice) și de numărul, intensitatea și temperatura maximă a diverselor fenomene tectonice, ca: fracturări, flexurări, cutări etc. la toate tipurile de roci (eruptive, sedimentare și metamorfice).

b) *Presiuni*. Modificările de volum ale materialelor cu proprietăți magnetice produc variații în valoarea acestor proprietăți. Din acest motiv, forțele care provoacă cutări, falieri, flexurări, încălecări etc. sau cutremure de pământ vor afecta magnetizarea rocilor respective, cu o cantitate variabilă în funcție de mărimea presiunii care a acționat în zona respectivă.

c) *Miscările structurale* produc de asemenea magnetizări aparent anormale, prin schimbarea poziției geometrice a straturilor sau pachetelor de roci magnetizate.

d) *Concentrații mecanice sau chimice*. Prin concentrarea mecanică, procentul de elemente feromagnetice în roca respectivă se mărește și o dată cu aceasta crește și valoarea susceptibilității magnetice a rocii. Prin concentrare chimică apar zone de concentrare în elemente feromagnetice sub formă de filoane, lentile de segregatie magmatică sau de contact etc. O dată cu aceasta, Fe bivalent se transformă în general în Fe trivalent, a cărui susceptibilitate magnetică este mai mare.

e) *Dispersări mecanice sau alterări chimice*. Sub acțiunea agenților exteriori sau prin procesul de spălare și transport se produce sfărâmarea și dispersarea granulelor de elemente feromagnetice și o dată cu aceasta scăderea valorii susceptibilității magnetice. Alterarea chimică se face în general pe baza transformării compuşilor de Fe trivalent în compuşii ai Fe bivalent. Astfel, de exemplu, magnetita se transformă în hematit sau limonit, a căror susceptibilitate magnetică este mult mai mică. Fenomenul apare curent la zăcămintele de fier, la a căror parte superioară apare o zonă de oxidatie sub acțiunea agenților exteriori, care poartă numele de *pălărie de fier* și a cărei susceptibilitate magnetică este inferioară zonelor mai adânci ale zăcămintului la care alterarea nu a avut loc.

2.3. *Factori meteorologici*. Unele fenomene meteorologice, cum sunt fulgerele, trăsnetele etc., se produc la o intensitate mare a curenților electrici atmosferici, care este de ordinul a 20 000 amperi, producând cimpuri electromagnetice locale foarte puternice; acestea, la rândul lor, produc magnetizări prin inducție, care apar în general în locurile unde se produc descărcările electrice (virfuri de muni, colțuri de stinci etc.) și datorită cărora magnetizarea rocilor sau a formațiunilor geologice este local modificată în valoare. În prospecțiunea magnetometrică prezintă interes *contrastele de susceptibilitate magnetică* care se creează în natură, deoarece acestea sînt cauza anomaliilor magnetice care se cartează. Datorită anizotropiei, din punctul de vedere al proprietăților magnetice pe care o prezintă rocile și formațiunile geologice, apar contraste de susceptibilitate magnetică Δk ,

$$\Delta k = k_1 - k_2,$$

(69)

între diferite pachete de roci prezente în subsol.

Contrastele de susceptibilitate magnetică devin interesante în prospecțiunea magnetometrică numai dacă pachetele de roci între care acestea apar ocupă volume importante în subsol, în care caz apar contraste de masă magnetică suficient de mari în valoare pentru a produce anomalii magnetice. Contraste de susceptibilitate, respectiv de masă magnetică, pot apărea în natură în diverse situații geologice. Dintre acestea, cele mai importante sînt următoarele:

- variația susceptibilității magnetice pe verticală, în funcție de caracterul litologic diferit al formațiunilor geologice;
- variații laterale de facies în cadrul aceleiași formațiuni geologice, datorită condițiilor diferite de sedimentare și care atrag după sine variații laterale ale susceptibilității magnetice;
- tectonizarea formațiunilor geologice, datorită căreia este schimbată poziția geometrică în subsol a diferitelor formațiuni geologice cu susceptibilitate magnetică diferită;
- prezența de depozite de minerale utile în cuprinsul rocilor sau formațiunilor geologice.

Evident, în natură aceste situații se pot combina între ele sau cu altele de o importanță secundară. Succesul prospecțiunii magnetometrice este asigurată însă atunci cînd există un singur contrast major de masă magnetică, suficient de mare în valoare și situat la adîncime relativ mică, capabil de a produce o anomalie magnetică cartabilă. În acest caz, interpretarea geologică a anomaliei magnetice poate fi făcută în condiții mai bune. Desigur nu întotdeauna întîlnim în natură această situație favorabilă. În cazurile cînd anomalia magnetică care a fost cartată reprezintă efectul cumulat al mai multor contraste de masă magnetică, interpretarea geologică a acesteia se face în condiții mult mai grele, deoarece trebuie separate sursele de anomalii, operație care se aplică cu dificultăți mult mai mari la anomaliile magnetice decît la cele gravimetrice. Condușă cu grijă, această operație de separare a anomaliilor componente din anomalia cartată poate fi încununată cu succes, astfel încît în interpretarea geologică să se poată stabili elementele geologice din subsol care au contribuit la producerea anomaliei magnetice înregistrată la suprafață.

3. DATE ASUPRA SUSCEPTIBILITĂȚII MAGNETICE A MINERURILOR ȘI A ROCILOR DIN R.P.R.

În cele ce urmează, dăm cîteva valori pentru principalele minereuri și roci din țara noastră, în ceea ce privește susceptibilitatea magnetică a acestora.

În general, metodele aplicate pentru determinarea susceptibilității magnetice au fost metode de laborator, care au folosit cîmpuri magnetizante tari (pînă la 40—50 Oe). Comportarea a două tipuri de minereuri magnetice din

R.P.R. este redată în figurile 15 și 16, după Pascu¹. După cum se poate remarca, susceptibilitatea magnetică are valori diferite, în funcție de intensitatea cîmpului magnetizant. Cazul general de comportare este de tipul celui reprezentat în figura 16, deoarece, în general, valoarea susceptibilității magnetice crește pe măsură ce crește cîmpul magnetizant.

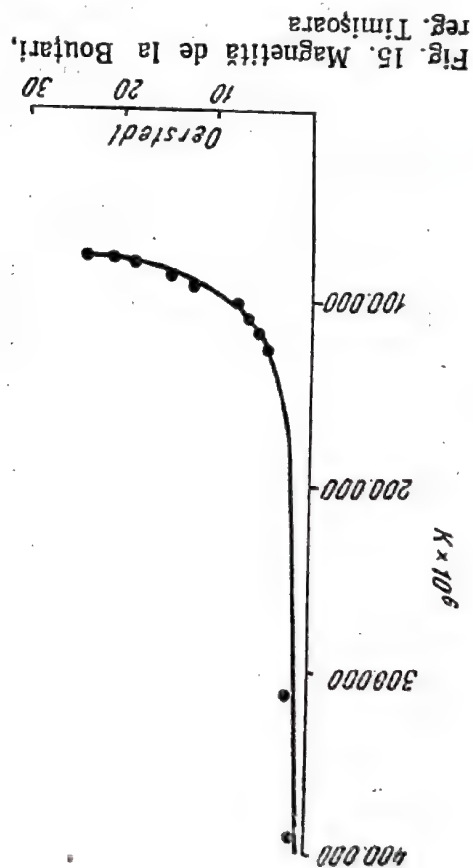


Fig. 15. Magnetita de la Boutari, reg. Timișoara

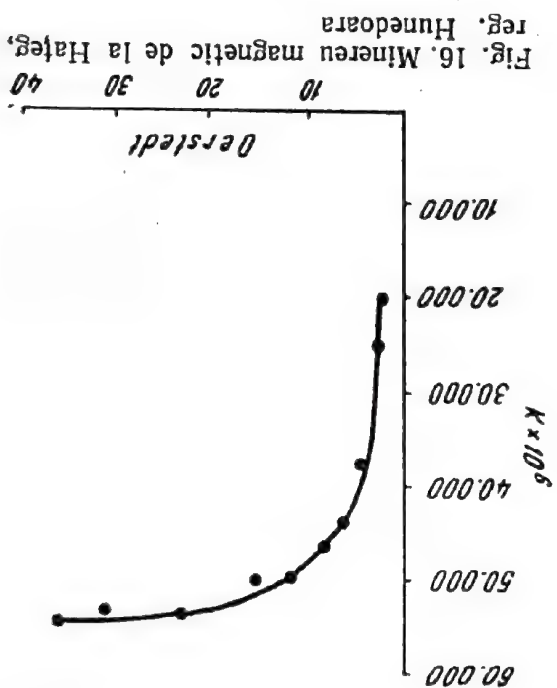


Fig. 16. Minerul magnetic de la Hateg, reg. Hunedora

Există însă și cazuri anormale, în care susceptibilitatea magnetică scade pe măsură ce crește cîmpul magnetizant (de tipul celui reprezentat în figura 15) sau variază așa de puțin cu creșterea valorii cîmpului magnetizant, încît valoarea susceptibilității magnetice rămîne practic constantă. În cazurile în care susceptibilitatea magnetică variază în valoare cu creșterea intensității cîmpului magnetizant, aceasta are o variație rapidă pentru valorile mai mici ale cîmpului magnetizant și prezintă o tendință de saturare la valorile care depășesc în general 20—30 Oe, fapt care de altfel se poate constata și din curbele reproduse în figurile 15 și 16.

În tabelul 5 sînt reproduse limitele de variație ale susceptibilității magnetice, în funcție de intervalul de variație a intensității cîmpului magnetizant pentru unele minereuri magnetice și roci eruptive din R.P.R.

¹ M. Pascu, *Contribuții la studiul susceptibilității magnetice a rocilor și minereurilor* din R.P.R., An. Com. Geol., XXIX, 1956.

Tabelul 5

MINERURI			
Felul minereului	Valoarea cimpului magnetizant	$k \times 10^6$	
ROCI			
Magnetita (Poiana-Ruscăi)	0,41—5,42	580 328—396 632	
Magnetita (Ruscăi)	0,41—7,08	499 162—328 514	
Magnetita (Armenia)	0,41—10,41	227 448—200 556	
Magnetita (Fata Turcului)	2,94—24,64	50 655—82 995	
Magnetita (Cărlibaba)	0,43—66,37	32 773—35 070	
Magnetita (Paring)	3,77—83,06	13 243—27 540	
Magnetita (Moldova-Nouă)	2,10—41,33	16 074—43 000	
Minerul de Mn (Arșița)	1,68—83,06	23 120—27 200	
Tuf andezitic (Cașin)	7,51—125,19	2 930—2 730	
Andezit (Deva)	8,34—125,19	2 100—2 189	
Melafor (Ruda, Arad)	25,03—83,46	768—735	
Bazalt (Răcoș)	7,51—116,84	1 848—2 112	
Granodiorit (Arad)	6,67—66,76	6 625—7 047	
Diabaz (Arad)	16,69—100,15	7 467—5 498	
Banatit (Banat)	7,94—141,48	2 150—2 648	
Amfibolit (Banat)	2,10—112,27	5 644—7 752	

Tabelul 6

ROCA		$k \times 10^6$
Calcare și dolomite curate	—2~0,3	
Tufuri dacitice	1—3	
Cuarțite și gresii sau nisipuri cuarțitice	~0	
Marne și argile	2—200	
Gresii	2—200	
Nisipuri	2—300	
Gresii sau marne andezitice	200—700	
Tufuri andezitice	400—1 200	
Granite	3—70	
Granite cu magnetit (Rapakivi)	100—1 500	
Bazalte	500—5 000	
Micasisturi	3—80	
Gabbro (1 probă)	5 000	
Dacit (1 probă)	870	
Granodiorit (1 probă)	4 000	
Diorit (1 probă)	12 500	
Magnetit (minereu)	15 000—40 000	
Serpentine	1 600—5 300	

În tabelul 6 este reprodus, după Costa-Foru și colaboratori ¹, câteva cifre asupra limitelor de variație a susceptibilității magnetice pentru o serie de roci de pe teritoriul R.P.R.

Datele de mai sus sînt stabilite în urma determinărilor pe un număr de circa 4 500 de probe.

CAPITOLUL V

GEOMAGNETISMUL. ELEMENTELE CÎMPULUI GEOMAGNETIC

Pămîntul se manifestă în exterior ca un magnet, creînd un cîmp magnetic. Cîmpul magnetic propriu al Pămîntului poartă numele de *cîmp geomagnetic*.

Existența cîmpului geomagnetic în orice punct pe suprafața pămîntului poate fi pusă în evidență prin orientarea unui magnet în formă de bară, suspendat liber în centrul său.

Pămîntul, comportîndu-se ca un *dipol*, are 2 poli magnetici, și anume: *polul geomagnetic boreal*, situat în emisfera nordică a Pămîntului, și *polul geomagnetic*

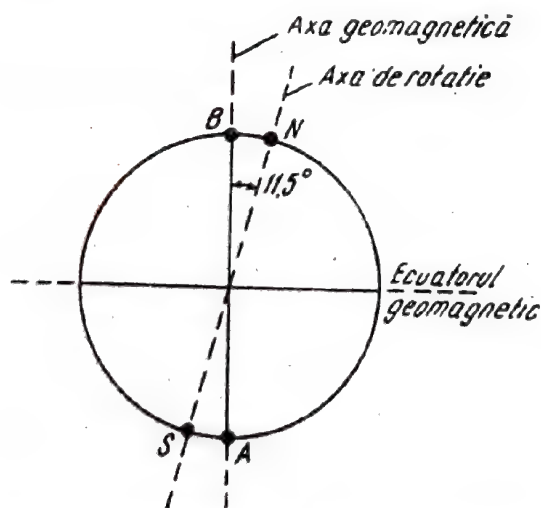


Fig. 17. Poziția polilor geomagnetici.

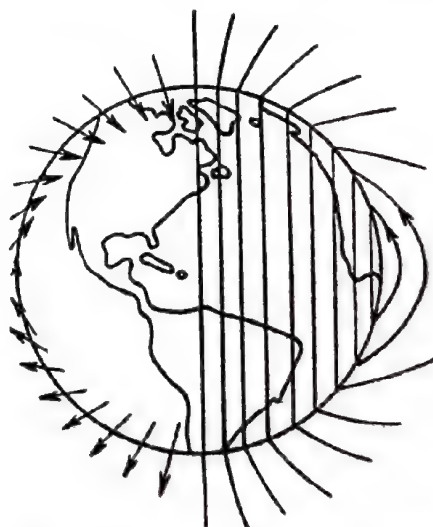


Fig. 18. Configurația liniilor de forță ale cîmpului geomagnetic și poziția vectorilor cîmp geomagnetic.

¹ Al. Costa — Foru, P. Ghelfan, Ec. Apostol și Al. Baltac, *Studiu asupra proprietăților magnetice ale unor roci sedimentare din R.P. Română*, Probleme de geofizică, I, 1961.

austral, situat în emisfera sudică. Ținând cont de legile și relațiile expuse mai înainte, este clar că polul geomagnetic boreal este un pol magnetic sud sau pol magnetic — și cel austral este un pol magnetic nord sau pol magnetic +. Dreapta care unește cei doi poli geomagnetici și care corespunde axei dipolului magnetic terestru poartă numele de axă geomagnetică și are o înclinare actuală față de axa de rotație a Pământului de $11,5^\circ$. Pentru o mai bună ilustrare a celor de mai sus sînt prezentate în figurile 17 și 18 poziția polilor geomagnetici în raport cu cei geografici, precum și configurația liniilor de forță ale cîmpului geomagnetic.

1. CÎMPUL GEOMAGNETIC

Cîmpul geomagnetic este caracterizat în orice punct exterior Pământului printr-o mărime vectorială și se notează cu T . Direcția și sensul acestui vector variază pe suprafața Pământului între 0° și 180° .

Fiind o mărime vectorială în spațiu, pentru reprezentare cartografică este mai comod a descompune cîmpul geomagnetic în elementele lui componente. Acestea poartă numele de *elementele cîmpului geomagnetic* și sînt următoarele:

— *Declinația cîmpului geomagnetic* (D), care reprezintă unghiul, măsurat în planul orizontal, dintre planul meridianului geografic și planul meridianului geomagnetic (planele care conțin punctul în care este considerat cîmpul geomagnetic și polii geografici ai Pământului, respectiv polii geomagnetici). Declinația se măsoară de la planul meridianului geografic către planul meridianului geomagnetic și poate fi estică sau vestică, variind între 0° și 180° .

— *Înclinația cîmpului geomagnetic* (I), care reprezintă unghiul măsurat în planul meridianului geomagnetic, dintre direcția cîmpului geomagnetic și proiecția acestuia pe planul orizontal. Înclinația se măsoară de la planul orizontal către direcția cîmpului geomagnetic și poate fi pozitivă (cînd vectorul T se găsește sub planul orizontal — ca în figura 19) sau negativă (cînd vectorul T se găsește deasupra planului orizontal), variind între 0° și 90° . Deoarece vectorul T se găsește sub planul orizontal, în emisfera nordică a Pământului, și invers, în cea sudică, înclinația geomagnetică pozitivă mai poartă numele și de înclinație nordică, iar cea negativă de înclinație sudică.

— *Componenta orizontală a cîmpului geomagnetic* (H), care reprezintă proiecția, în planul meridianului geomagnetic, a cîmpului geomagnetic pe planul orizontal.

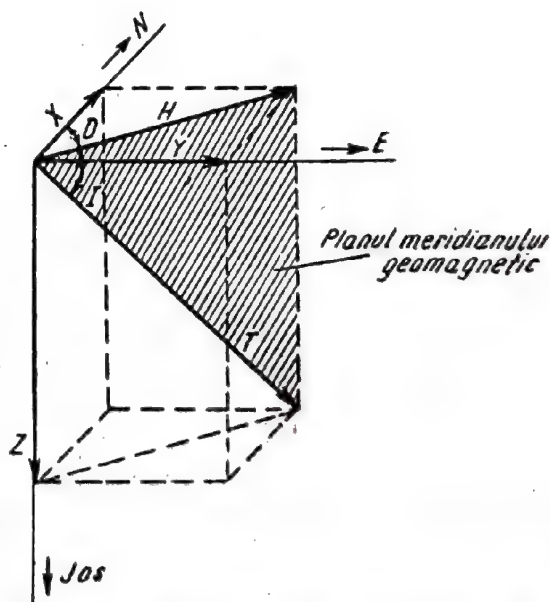


Fig. 19. Descompunerea cîmpului geomagnetic în elementele sale componente.

Componenta orizontală H reprezintă la rîndul ei rezultanta dintre cele două componente orizontale după direcțiile Nord — componenta X și Est — componenta Y .

— Componenta verticală a cîmpului geomagnetic Z , care reprezintă proiecția, în planul meridianului geomagnetic, a cîmpului geomagnetic pe axa verticală.

Cunoașterea completă a cîmpului geomagnetic într-un punct oarecare pe suprafața Pămîntului necesită șase mărimi, și anume: coordonatele punctului respectiv (λ, φ, h), care reprezintă punctul de aplicație al vectorului T și trei dintre elementele cîmpului geomagnetic, precizate mai sus; în mod obișnuit se folosesc D, H și I .

Dacă sînt cunoscute aceste șase mărimi, restul elementelor cîmpului geomagnetic pot fi stabilite prin relațiile de interdependență de mai jos, care apar clar pe baza schiței din figura 19.

$$X = H \cdot \cos D; \quad Y = H \cdot \sin D; \quad Z = H \cdot \operatorname{tg} I; \quad H = \sqrt{X^2 + Y^2};$$

$$T = \sqrt{H^2 + Z^2} = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}; \quad T = \frac{H}{\cos I}; \quad \operatorname{tg} D = \frac{Y}{X}; \quad (70)$$

$$\operatorname{tg} I = \frac{Z}{H} \text{ etc.}$$

După cum s-a specificat mai sus, elementele cîmpului geomagnetic care se determină în mod obișnuit prin măsurători sînt D, H și I . Cu titlu informativ dăm mai jos limitele de variație ale acestor mărimi pe teritoriul țării noastre, după datele lui P r o c o p i u ¹, valabile pentru data de 1 iulie 1940:

Declinația cîmpului geomagnetic variază între $1^{\circ}30'W$ și $2^{\circ}00'E$, adică pe un interval de $3^{\circ}30'$;

Inclinația cîmpului geomagnetic variază între $60^{\circ}00'N$ și $63^{\circ}00'N$, adică pe un interval de $3^{\circ}00'$;

Componenta orizontală a cîmpului geomagnetic variază între 0,205 Oe și 0,233 Oe, adică pe un interval de 0,028 Oe sau 2.800 γ .

Din cele de mai sus se poate constata că elementele cîmpului geomagnetic și deci însuși cîmpul geomagnetic prezintă variații în valoare în cuprinsul suprafeței țării noastre, ca și pe întreaga suprafață a Pămîntului.

2. ORIGINEA CÎMPULUI GEOMAGNETIC

Asupra cauzelor care stau la baza comportării Pămîntului ca un magnet și deci a existenței cîmpului geomagnetic, există încă nelămuriri. Ceea ce s-a putut preciza pînă acum și asupra căruia toți cercetătorii sînt de acord,

¹ Șt. P r o c o p i u, *Mesures magnétiques en Roumanie, de 1931 à 1940, et Cartes magnétiques de la Roumanie, dressées pour le 1-ier Jouillet 1940*, Ann. Sc. de l'Univ. de Jassy, XXVI 2, 1940.

este faptul că la baza existenței câmpului geomagnetic stau două feluri de cauze, și anume: cauze interne și cauze externe.

În cele de mai jos dăm câteva indicații asupra punctului de vedere existent în momentul de față în această chestiune.

2.1. Cauzele interne sînt considerate a produce circa 94% din valoarea totală a câmpului geomagnetic. Acestea corespund unei părți interne a Pămîntului, care are funcțiunea unui magnet permanent.

Inițial, s-a considerat că partea internă a Pămîntului ar fi echivalentă unui dipol magnetic, cu axa coincidînd axei geomagnetice. Pe măsură ce valorile câmpului geomagnetic au fost cunoscute din ce în ce mai bine pe porțiuni mai mari a suprafeței Pămîntului, a apărut că distribuția reală a valorilor câmpului geomagnetic nu poate fi considerată ca datorită unui dipol unic. Mergînd pe această cale a reconstituirii cauzei interne, din distribuția valorilor câmpului geomagnetic măsurat pe suprafața Pămîntului s-a ajuns să se imagineze diverse sisteme de dipoli interiori, cu valori și poziții diferite. Astfel, soluția care ar reproduce cel mai fidel câmpul geomagnetic real ar fi reprezentată de un sistem constituit din 17 dipoli interiori.

Din cele de mai sus reiese forma complicată în care apare partea internă a Pămîntului cu funcțiune magnetică.

În ce privește originea părții interne a câmpului geomagnetic, au fost formulate și în această privință o sumă de ipoteze din care reproducem sumar, după M c N i s h (Physics of the Earth, VIII, 1949) pe cele mai importante, și anume:

a) *Sîmburele intern al Pămîntului fiind un corp feromagnetic, reprezintă un magnet permanent.* În această ipoteză, partea internă a câmpului geomagnetic este considerată ca fiind produsă de sîmburele intern al Pămîntului, constituit din Fe și Ni (elemente feromagnetice), care ar reprezenta o masă magnetică importantă, raza acestuia fiind de circa 3 500 km. Avînd în vedere însă temperatura mare din interiorul Pămîntului, care depășește punctul C u r i e pentru aceste elemente, ca și presiunea mare la care este supus materialul, există îndoieli asupra posibilității ca aceste elemente să-și mai păstreze încă proprietățile magnetice. Această ipoteză nu este totuși infirmată, deoarece nu se cunoaște încă variația punctului C u r i e cu presiunea, mai ales la presiunile mari (de cca. 3 000 000 at), care sînt de așteptat în interiorul Pămîntului.

b) *Partea externă a crustei terestre, fiind un corp feromagnetic, reprezintă un magnet permanent (NIPPOLDT).* Această ipoteză consideră ca sursă a părții interne a câmpului geomagnetic numai o porțiune externă din crusta terestră, în grosime de 15—20 km, în care temperatura nu depășește punctul C u r i e al magnetitei sau a celorlalte elemente feromagnetice, astfel încît acestea să-și păstreze proprietățile magnetice. Deși ține cont de experiențele de laborator în legătură cu variația proprietăților magnetice cu temperatura, această ipoteză nu este satisfăcătoare, deoarece nu poate explica datele de măsurare, respectiv distribuția reală a valorilor câmpului geomagnetic pe suprafața Pămîntului.

c) *Circulația materiei în planurile meridiene ale sîmburelui intern al Pămîntului induce curenți electrici al căror efect magnetic reprezintă tocmai partea*

internă a cîmpului geomagnetic (LARMOR). Pentru a explica valoarea mare a cîmpului geomagnetic de origine internă se consideră că acesta a fost inițial mic, produs de o circulație minoră a materiei și s-a mărit progresiv pînă la valoarea actuală printr-un fenomen de autoexcitație. Totuși există îndoieli asupra acestui fenomen de autoexcitație.

În sprijinul acestei ipoteze, ca și a altora care se bazează pe alte fenomene decît existența unei mase interioare cu proprietăți magnetice care să creeze cîmpul geomagnetic, este descoperirea de către Hale a cîmpului magnetic al Soarelui și, mai recent, a existenței cîmpurilor magnetice și la alte planete. Mai mult decît alît, aceste cîmpuri magnetice au caracteristici comparabile cu cîmpul geomagnetic. De exemplu, cîmpul heliomagnetic este datorit unei magnetizări a Soarelui, avînd o axă magnetică înclinată cu 6° față de axa lui de rotație, perfect comparabilă cu aceea a Pămîntului la care unghiul de înclinare actual este de $11,5^\circ$. Avînd în vedere că în accepția actuală masa Soarelui este considerată în stare gazoasă, este evident că trebuie căutată o altă explicație a existenței cîmpului heliomagnetic decît în prezența unei mase magnetice interioare, știindu-se că pînă în prezent nu este cunoscut nici un element sau compus în stare gazoasă care să aibă proprietăți magnetice.

d) *Centrul Pămîntului fiind la o temperatură mult mai înaltă decît suprafața lui, se produc curenți electrici care circulă în jurul axei Pămîntului, al căror efect este tocmai cîmpul geomagnetic de origine internă (G U N N).* Și în legătură cu această ipoteză există îndoieli asupra condițiilor reale în care se produce un astfel de fenomen.

e) *Pămîntul are două sarcini electrice, una de suprafață și una de volum, de mărime egală și de semn opus, care, fiind în rotație cu o rază de rotație diferită, au ca efect apariția părții interne a cîmpului geomagnetic.* Măsurătorile geoelectrice și de electricitate atmosferică au pus în evidență existența unei sarcini electrice de suprafață a Pămîntului, aceasta este însă prea mică în valoare pentru a se aplica pe baza ei mărirea cîmpului geomagnetic de origine internă.

După cum se poate constata din cele cîteva ipoteze prezentate mai sus, nici una din ele nu explică în mod satisfăcător originea cîmpului geomagnetic intern. Din această cauză se consideră în momentul de față că *magnetismul terestru, ca și magnetismul corpurilor cerești și a astrilor, pare a fi o proprietate fundamentală a materiei în rotație, datorită unor cauze complexe.*

2.2. Cauzele externe sînt considerate a produce restul de circa 6% din valoarea totală a cîmpului geomagnetic. Acestea corespund unui fenomen de inducție electromagnetică în pătura superioară a crustei terestre, datorit curenților electrici care circulă în partea superioară a atmosferei Pămîntului (ionosferă), ca efect al ionizării acesteia sub acțiunea radiațiilor solare, îndeosebi a radiațiilor ultraviolete.

Fiind vorba de un fenomen de inducție, intensitatea cîmpului geomagnetic de origine externă este variabilă atît în timp cît și în spațiu pe suprafața Pămîntului, fiind funcție între altele și de natura rocilor, respectiv de proprietățile magnetice ale acestora, care constituie crusta terestră. Cît privește variațiile în timp, acestea se datoresc unor cauze mai complicate,

care vor fi discutate mai în detaliu în cele ce urmează; cum însă nu toate variațiile în timp sînt de origine externă, ele vor fi trecute împreună cu celelalte, de origine internă.

3. VARIATIILE ÎN TIMP ALE CÎMPULUI GEOMAGNETIC

Cîmpul geomagnetic prezintă variații în timp atît ca intensitate cît și ca direcție. Aceste variații desfășurîndu-se în timp cu o durată diferită se împart în mai multe categorii, și anume:

3.1. **Variații seculare.** Aceste variații ale cîmpului geomagnetic au un caracter ciclic și prezintă o perioadă majoră de 500—750 ani. Variația cu această perioadă este atribuită cauzelor interne. La această variație se suprapun variații de o intensitate mult mai mică, cu o perioadă de 11 ani, atribuite cauzelor externe.

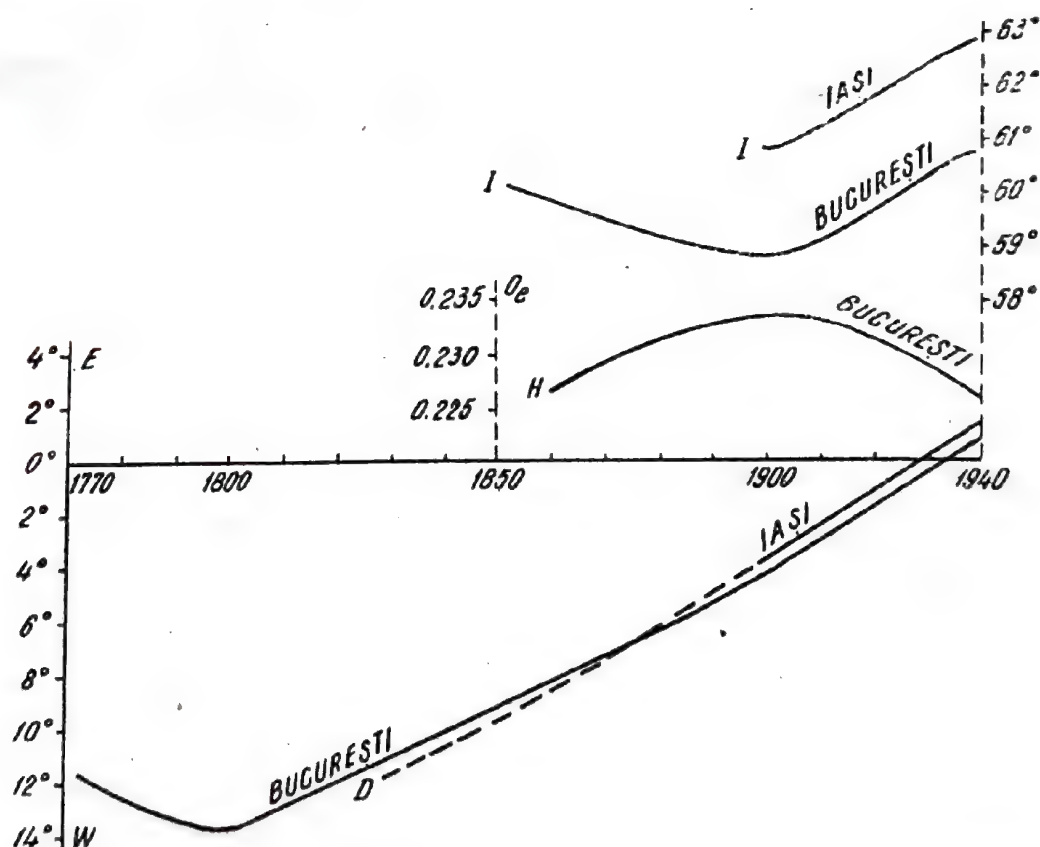


Fig. 20. Variația seculară a elementelor cîmpului geomagnetic la București și Iași (după Șt. Procopiu).

Variațiile seculare de origine internă reprezintă variații lente a elementelor cîmpului geomagnetic, de intensitate mare, în timp ce cele de origine externă sînt mult mai rapide. Originea variațiilor cu cauză internă este pînă

în prezent necunoscută. Variațiile cu cauză externă își au originea în activitatea solară, intensitatea acestor variații fiind direct proporțională cu numărul și mărimea petelor solare (regiuni M ale Soarelui).

Variațiile seculare ale câmpului geomagnetic sînt puse în evidență prin măsurători ale elementelor câmpului geomagnetic repetate în aceleași puncte pe suprafața Pămîntului, la intervale de timp de 1—5 ani.

În figura 20 este reprodusă variația elementelor D , H , și I la București și Iași, în intervalul 1770—1940, care cuprinde aproape un sfert de perioadă de variație.

3.2. Variații diurne. Aceste variații ale câmpului geomagnetic au de asemenea un caracter ciclic, cu o periodicitate de aproximativ o zi și sînt atribuite exclusiv cauzelor externe.

Variațiile diurne sînt legate de rotația Pămîntului în jurul axei sale și sînt în general mai mici în perioadele de noapte decît în cele de zi. Intensitatea lor variază cu poziția geografică a punctelor în care sînt înregistrate și cu natura rocilor care constituie substratul geologic al regiunii respective.

La o analiză atentă se constată că variațiile diurne ale câmpului geomagnetic reprezintă efectul cumulat a două tipuri de variație, și anume:

a) *Variații diurne solare*, care au o periodicitate de 24 de ore. Acestea se datoresc inducției pe care o creează curenții electrici produși prin ionizarea păturilor superioare ale atmosferei sub acțiunea radiațiilor solare.

b) *Variații diurne lunare*, care au o periodicitate de 25 de ore. După teoria Stewart-Schuster, acestea se datoresc deplasării păturilor de aer ale atmosferei înalte sub acțiunea de atracție a lunii (maree ale păturilor atmosferice superioare), o dată cu care se deplasează și curenții electrici produși prin ionizare sub acțiunea radiațiilor solare. Distanța variabilă față de Pămînt a acestor curenți în timpul rotației lui are ca efect o intensitate variabilă a câmpului magnetic indus, care corespunde tocmai acestei variații diurne lunare.

Variațiile diurne lunare au în general o intensitate pînă la $1/15$ din aceea a variațiilor diurne solare.

Variațiile diurne ale câmpului geomagnetic prezintă interes și pentru prospecțiunea magnetometrică, deoarece măsurătorile magnetice efectuate la diverse ore ale aceleiași zile vor cuprinde și efectul acestor variații. Pentru eliminarea variațiilor diurne din valorile măsurate este necesară cunoașterea cît mai precisă a acestora. În acest scop, variațiile diurne ale câmpului geomagnetic sînt înregistrate continuu în Observatoare geomagnetice.

În figura 21 este reprodusă o porțiune dintr-o magnetogramă înregistrată la Observatorul geomagnetic Surlari de pe teritoriul R. P. R., din care se poate constata modul în care au variat elementele D , Z și H în zilele respective (04 și 05.07.1957).

3.3. **Variații bruște.** Sub acest nume sînt cuprinse o serie de variații în timp ale cîmpului geomagnetic (furtuni magnetice, perturbații în golf, pulsații, trenuri de unde etc.), care în general nu au un caracter periodic și care apar aproape simultan pe întreaga suprafață a Pămîntului.

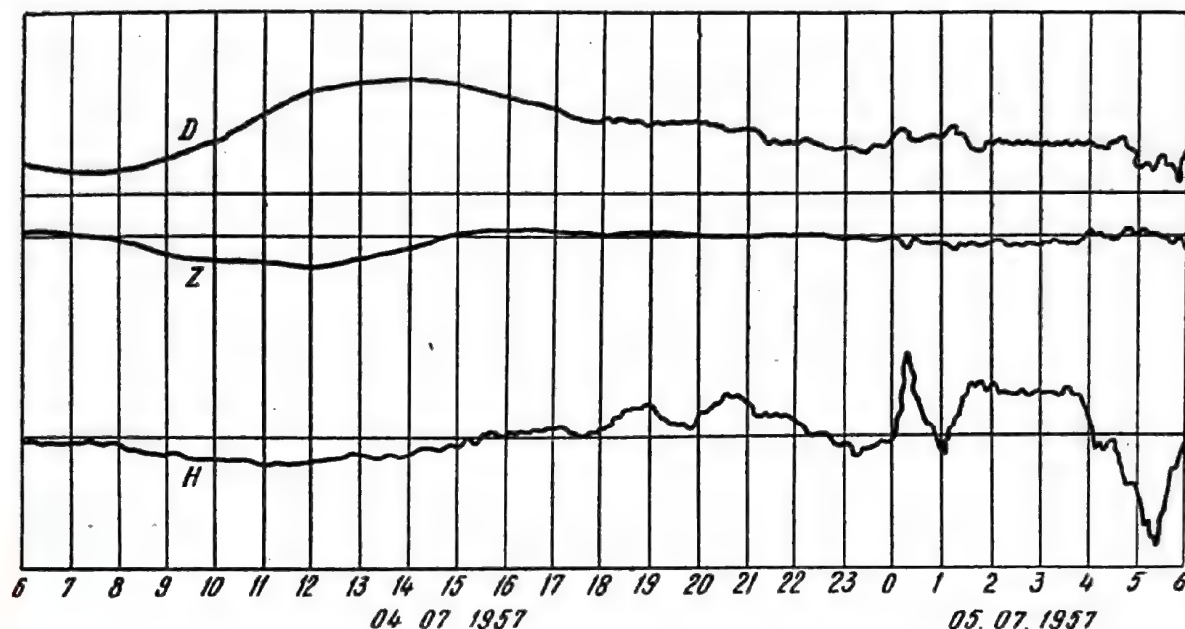


Fig. 21. Magnetogramă înregistrată la Observatorul geomagnetic Surlari din R.P.R.

Dintre acestea prezintă un interes deosebit pentru prospecțiunea magnetometrică numai *furtunile magnetice*. Acestea reprezintă variații intense și rapide ale elementelor cîmpului geomagnetic, legate de fenomene violente în activitatea solară care produc ionizări și respectiv inducții puternice, ca efect al jetului brusc și intens de particule electrizate sau radiații emise de Soare. Prin caracterul lor brusc și violent, furtunile magnetice deranjează foarte mult măsurătorile magnetometrice de prospecțiune.

Furtunile magnetice nu apar la intervale fixe; după frecvența lor, așa cum apare din datele statistice mai recente, ele tind să aibă o periodicitate în apariția lor de circa 27 de zile, perioadă care corespunde rotației medii a Soarelui în jurul axei sale.

Variațiile bruște ale cîmpului geomagnetic sînt atribuite exclusiv cauzelor externe și sînt mai frecvente și mai intense în perioadele de maximă activitate solară.

În figura 21 se poate observa după ora 17, în ziua de 04.07.1957, începutul unei furtuni magnetice. Este ușor de constatat morfologia neregulată, cu intensități mari, a variațiilor diverselor elemente, în contrast cu variațiile line și de intensitate mică din perioada dinaintea acestei ore.

Caracterul aproape simultan al furtunilor magnetice este pus în evidență în figura 22, în care este reprodusă, după H e i l a n d (1946), imaginea unei furtuni magnetice înregistrată la șase observatoare geomagnetice de pe teritoriul S.U.A.

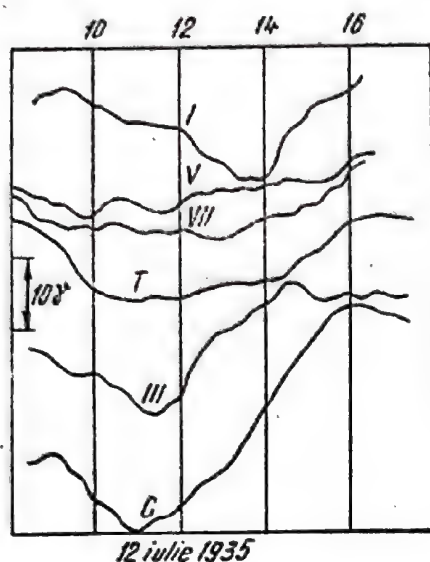


Fig. 22. Furtună magnetică înregistrată la 6 observatoare geomagnetice din S.U.A.

Se constată cu ușurință că începutul furtunii magnetice a apărut în jurul orei 9, aproape simultan la toate cele 6 observatoare. Aspectul morfologic și intensitatea celor șase înregistrări este însă net diferită de la un observator la altul, în funcție de coordonatele geografice ale fiecărui observator și de natura rocilor care constituie subsolul regiunilor respective, care au condiționat intensități diferite ale câmpului geomagnetic indus cu această ocazie.

4. CÂMPUL GEOMAGNETIC NORMAL ȘI ANOMALIILE CÂMPULUI GEOMAGNETIC

Aspectul general destul de regulat al distribuției câmpului geomagnetic pe întreaga suprafață a Pământului, atât cât este cunoscut în momentul de față, a condus la ideea separării acestuia în două părți, și anume: câmpul geomagnetic normal (T_0) și anomalia câmpului geomagnetic (ΔT). Acest lucru se poate exprima analitic prin următoarea relație

$$T = T_0 + \Delta T. \quad (71)$$

Câmpul geomagnetic normal ar reprezenta partea regulată a câmpului geomagnetic și ar corespunde magnetizării uniforme a interiorului Pământului, îndeosebi a mantalei și a nucleului acestuia.

Câmpul geomagnetic normal nu este cunoscut și nu poate fi determinat în mod satisfăcător pe cale analitică (cum este, de exemplu, cazul câmpului normal al gravității). El poate fi determinat pentru regiuni mai mult sau mai puțin întinse, prin măsurători, din valorile lui T în regiuni sau zone fără distribuție anomală a magnetizării rocilor din crusta terestră. Acest lucru apare clar din relația (71), deoarece, dacă efectul magnetic al crustei terestre este nul sau foarte mic, atunci ΔT este practic zero și T_0 devine egal cu T . În mod practic se poate realiza acest lucru prin efectuarea de determinări a valorilor câmpului geomagnetic în zonele cu pachete groase de roci cristaline, calcaroase, sedimente tinere de natură cuarțoasă etc.

În general, câmpul geomagnetic normal este determinat în condiții satisfăcătoare în momentul de față pentru teritoriul fiecărui stat. Cu titlu informativ reproducem mai jos relațiile care dau valorile normale ale elementelor

Caracterul aproape simultan al furtunilor magnetice este pus în evidență în figura 22, în care este reprodusă, după H e i l a n d (1946), imaginea unei furtuni magnetice înregistrată la șase observatoare geomagnetice de pe teritoriul S.U.A.

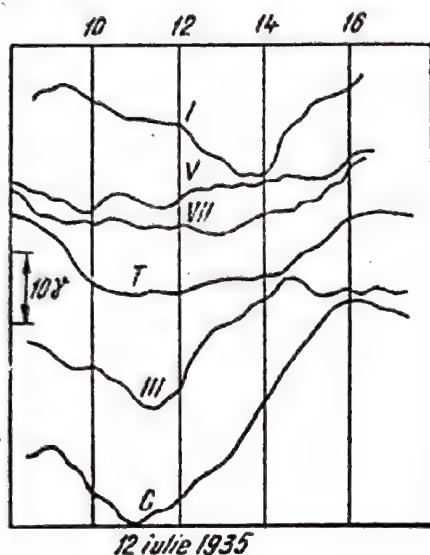


Fig. 22. Furtună magnetică înregistrată la 6 observatoare geomagnetice din S.U.A.

Se constată cu ușurință că începutul furtunii magnetice a apărut în jurul orei 9, aproape simultan la toate cele 6 observatoare. Aspectul morfologic și intensitatea celor șase înregistrări este însă net diferită de la un observator la altul, în funcție de coordonatele geografice ale fiecărui observator și de natura rocilor care constituie subsolul regiunilor respective, care au condiționat intensități diferite ale câmpului geomagnetic indus cu această ocazie.

4. CÂMPUL GEOMAGNETIC NORMAL ȘI ANOMALIILE CÂMPULUI GEOMAGNETIC

Aspectul general destul de regulat al distribuției câmpului geomagnetic pe întreaga suprafață a Pământului, atât cât este cunoscut în momentul de față, a condus la ideea separării acestuia în două părți, și anume: câmpul geomagnetic normal (T_0) și anomalia câmpului geomagnetic (ΔT). Acest lucru se poate exprima analitic prin următoarea relație

$$T = T_0 + \Delta T. \quad (71)$$

Câmpul geomagnetic normal ar reprezenta partea regulată a câmpului geomagnetic și ar corespunde magnetizării uniforme a interiorului Pământului, îndeosebi a mantalei și a nucleului acestuia.

Câmpul geomagnetic normal nu este cunoscut și nu poate fi determinat în mod satisfăcător pe cale analitică (cum este, de exemplu, cazul câmpului normal al gravității). El poate fi determinat pentru regiuni mai mult sau mai puțin întinse, prin măsurători, din valorile lui T în regiuni sau zone fără distribuție anomală a magnetizării rocilor din crusta terestră. Acest lucru apare clar din relația (71), deoarece, dacă efectul magnetic al crustei terestre este nul sau foarte mic, atunci ΔT este practic zero și T_0 devine egal cu T . În mod practic se poate realiza acest lucru prin efectuarea de determinări a valorilor câmpului geomagnetic în zonele cu pachete groase de roci cristaline, calcaroase, sedimente tinere de natură cuarțoasă etc.

În general, câmpul geomagnetic normal este determinat în condiții satisfăcătoare în momentul de față pentru teritoriul fiecărui stat. Cu titlu informativ reproducem mai jos relațiile care dau valorile normale ale elementelor

cîmpului geomagnetic pentru teritoriul R. P. R., valabile pentru data de 01.01.1950, determinate de L. C o n s t a n t i n e s c u și colaboratori ¹

$$\begin{aligned} D &= 96,5' + 0,31848 \cdot \Delta\lambda + 0,20203 \cdot \Delta\varphi + 0,00010 \cdot \Delta\lambda \cdot \Delta\varphi + \\ &\quad + 0,00014 \cdot \Delta\lambda^2 - 0,00026 \cdot \Delta\varphi^2. \\ I &= 61^\circ 04,5' - 0,01804 \cdot \Delta\lambda + 0,91777 \cdot \Delta\varphi + 0,000544 \cdot \Delta\lambda \cdot \Delta\varphi + \\ &\quad + 0,000204 \cdot \Delta\lambda^2 + 0,000004 \cdot \Delta\varphi^2. \\ H &= 22\,480 + 0,5580 \cdot \Delta\lambda - 9,9985 \cdot \Delta\varphi - 0,0020 \cdot \Delta\lambda \cdot \Delta\varphi - \\ &\quad - 0,0018 \cdot \Delta\lambda^2 + 0,0057 \cdot \Delta\varphi^2. \end{aligned} \quad (72)$$

Valorile lui D și I sînt exprimate în grade, iar ale lui H , în γ .

Cu ajutorul relațiilor din sistemul (72) pot fi calculate valorile normale ale elementelor D , I și H , și din acestea deduse valorile normale ale celorlalte elemente sau ale cîmpului total T , folosind relațiile de interdependență din sistemul (70) pentru orice punct de pe teritoriul R. P. R., de coordonate geografice λ și φ . Deoarece în relațiile de mai sus intră diferențele de coordonate $\Delta\lambda$ și $\Delta\varphi$, care au semnificația următoare:

$$\Delta\lambda = \lambda - \lambda_0; \Delta\varphi = \varphi - \varphi_0, \quad (73)$$

acestea se deduc din coordonatele punctului pentru care se face calculul și din coordonatele Observatorului geomagnetic Surlari ($\varphi_0 = 44^\circ 40,80'$ și $\lambda_0 = 26^\circ 15,20'$ E Greenwich), care reprezintă punctul fundamental la care sînt raportate formulele.

Anomalia cîmpului geomagnetic reprezintă partea neregulată, anormală, avînd semnificația de abatere a cîmpului geomagnetic T de la cîmpul geomagnetic normal T_0 într-un punct sau într-o regiune dată și corespunde efectului magnetic al distribuției mai mult sau mai puțin întinse în suprafață a rocilor cu proprietăți magnetice ridicate din interiorul crustei terestre.

Avînd în vedere importanța maselor de roci cu proprietăți magnetice ridicate din cuprinsul crustei terestre, sub aspectul dimensiunilor, volumului pe care îl ocupă și a adîncimii la care se găsesc în subsol, anomaliile ΔT ale cîmpului geomagnetic se împart în trei categorii principale, și anume:

— *anomalii continentale* (ΔT_1), produse de repartiții de roci cu proprietăți magnetice, care ocupă suprafețe foarte întinse în subsol, se găsesc în volum mare și în general la adîncimi mari. Ca un exemplu poate fi citată anomalia magnetică din Siberia de Est (care mai poartă numele și de „polul siberian“), care ocupă o suprafață de circa 6 000 000 km² și are o intensitate apropiată în valoare de aceea a polului geomagnetic boreal.

— *anomalii regionale* (ΔT_2), care ocupă regiuni mai puțin întinse și au intensități mai reduse, fiind produse de prezența în subsol la adîncimi mai mici a acumulărilor de roci cu proprietăți magnetice ridicate. Astfel de anomalii există și pe teritoriul R. P. R., și pot fi citate ca exemplu anomaliile magnetice regionale din Moldova de Nord, centrul Bazinului Transilvaniei, Dobrogea, estul Cîmpiei Romîne etc.

— *anomalii locale* (ΔT_3), care ocupă suprafețe restrînse, fiind produse de acumulări superficiale și locale ale rocilor feromagnetice sau ale mineralelor magnetice din zăcămintele. Astfel de anomalii magnetice se găsesc în număr mare pe teritoriul R.P.R.

¹ Comunicare personală.

Pe baza acestei clasificări, relația (71) poate fi scrisă sub forma

$$T = T_0 + \Delta T_1 + \Delta T_2 + \Delta T_3, \quad (74)$$

care exprimă analitic în mod clar aportul tuturor surselor de efecte magnetice create de constituția internă a Pământului și care se cumulează în valoarea câmpului geomagnetic ce este măsurată pe suprafața acestuia.

Anomaliile câmpului geomagnetic prezintă un interes deosebit din punct de vedere geologic, deoarece pe baza cartării lor în lucrările de prospecțiune magnetometrică se pot pune în evidență caracteristicile ascunse ale constituției subsolului sau prezența în subsol a diverse zăcăminte de minerale utile, îndeosebi ferifere.

CAPITOLUL VI

FENOMENE RADIOACTIVE NATURALE ȘI PROVOCATE

Pentru înțelegerea principiilor care stau la baza metodelor de prospecțiune și carotaj radioactiv, este necesar ca în prealabil să ne reamintim unele cunoștințe fundamentale de fizică atomică.

Este cunoscut faptul că materia sub formă de substanță este constituită din atomi. La rîndul lor, atomii (elemente de substanță cu un diametru de 10^{-8} cm) au o construcție complicată, fiind constituiți dintr-un nucleu în jurul căruia gravitează, pe una sau mai multe orbite, un număr oarecare de electroni.

Nucleul are un diametru de 10^{-12} cm și o densitate de $1,5 \times 10^{14}$ g/cm³. El este constituit dintr-o serie de particule, dintre care cele mai importante sînt următoarele:

— Protonul, particulă cu sarcina electrică pozitivă și masă, care în general este luată ca unitate de comparație pentru celelalte particule intra-atomice;

— Neutronul, particulă fără sarcină electrică și masă ceva mai mare decît a protonului.

Protonii și neutronii mai poartă numele de nucleoni, fiind considerați ca reprezentînd diferite stadii ale uneia și aceleiași particule.

— Mezonul, particulă cu sarcina electrică pozitivă sau negativă și cu masă 276/1845 din masa unui proton. Funcțiunea mezonilor este aceea de a crea coeziunea intranucleară dintre protoni și neutroni.

↙
Dacă coeziunea intranucleară

Cercetările moderne de fizică în problema structurii atomului au condus la descoperirea și a altor particule intranucleare, cum ar fi, de exemplu, pozitronul (care apare în urma transformării neutronului în proton), precum și a unor antiparticule, ceea ce demonstrează adevărul tezei materialist-dialectice că, materia, lumea obiectivă este infinită și inepuizabilă și că aceasta (materia) nu poate fi redusă în ultimă analiză nici la atom, nici la electron, nici la vreo altă particulă elementară.

Electronii sînt particule extranucleare cu sarcină electrică negativă și masa egală cu $1/1845$ din masa unui proton.

Atomii diferitelor elemente chimice sînt caracterizați prin două mărimi, și anume:

— *Numărul atomic* (Z), care este reprezentat de numărul total al protonilor din nucleu.

— *Greutatea atomică* sau *coeficientul de masă* (A), care este reprezentată de masa totală a nucleonilor (protoni + neutroni) din nucleu.

Atomii care au același număr atomic (Z), însă au greutate atomică diferită (A), poartă numele de izotopi. Este evident că, în cazul izotopilor numărul total al protonilor din nucleu este egal, însă diferă numărul neutronilor.

Z = nr. prot. din nucleu

1. RADIOACTIVITATEA NATURALĂ

Atomii unor anumite elemente chimice au proprietatea de a se dezintegra în mod natural. Prin *dezintegrare atomică* se înțelege emisia uneia sau a mai multor particule din interiorul nucleului.

Fenomenul de dezintegrare naturală a unor elemente chimice poartă numele de *radioactivitate*, reprezentată de reacții nucleare spontane, caracterizate prin radiațiile emise. Majoritatea atomilor elementelor radioactive cunoscute se caracterizează prin radiații care pot fi considerate constante pe durata timpilor geologici.

Înainte de a trece în revistă caracteristicile acestor radiații, considerăm necesar să precizăm unele lucruri în legătură cu fenomenul radioactivității.

Dezintegrarea *spontană* a nucleelor elementelor radioactive are loc conform legii dezintegrării radioactive, după care numărul de nuclee dN , care se dezintegrează într-un interval de timp infinit mic dt , este proporțional cu numărul de nuclee N existente în momentul t , conform relației

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N, \quad (75)$$

în care $\frac{dN}{dt}$ reprezintă viteza de dezintegrare, iar λ reprezintă constanta de dezintegrare radioactivă a nucleului, adică fracțiunea din numărul total de nuclee care se dezintegrează în unitatea de timp.

Dacă se notează cu N_0 numărul inițial de nuclee și cu N numărul de nuclee rămase după timpul t , atunci se poate scrie

$$N = N_0 \cdot e^{-\lambda t}, \quad (76)$$

relație care arată că numărul de atomi ai unui element radioactiv scade cu timpul după o lege exponențială.

Cum dezintegrarea radioactivă a unui atom este un fenomen întâmplător, durata de viață a acestuia nu poate fi determinată „a priori”. Cu ajutorul constantei de dezintegrare λ , care reprezintă probabilitatea ca un nucleu să se transforme într-o unitate de timp, se poate calcula viața medie τ a unui număr mare de atomi.

dN fiind numărul de nuclee, respectiv de atomi, care s-au dezintegrat în intervalul de timp infinit de mic dt (cuprins între timpul t și timpul $t + dt$), rezultă că acești atomi au existat și în intervalul de timp t (cuprins între timpul 0 și timpul t). Ținând cont de această observație și în baza relației (75), se poate scrie că durata totală de viață a acestor atomi va fi

$$t \cdot dN = t \cdot \lambda \cdot N \cdot dt. \quad (77)$$

Suma duratelor de viață a celor N_0 atomi existenți la timpul $t = 0$ va fi

$$\Sigma t = \int_0^{\infty} t \cdot \lambda \cdot N \cdot dt, \quad (78)$$

care se mai poate scrie, în acord cu relația (76),

$$\Sigma t = N_0 \cdot \int_0^{\infty} \lambda \cdot e^{-\lambda t} \cdot t \cdot dt \quad (79)$$

și care, dacă se efectuează integrarea între limitele specificate, conduce la relația simplă:

$$\Sigma t = \frac{N_0}{\lambda}. \quad (80)$$

Pe baza relației (80) se poate scrie acum că viața medie τ a unui atom este

$$\tau = \frac{\Sigma t}{N} \quad (81)$$

sau

$$\tau = \frac{1}{\lambda}. \quad (82)$$

Pentru caracterizarea vieții unui atom radioactiv se folosește în practică nu timpul mediu de viață τ , ci o altă mărime, și anume timpul de înjumătățire T , definit ca intervalul de timp în decursul căruia se dezintegrează jumătate din numărul inițial de atomi. Conform definiției și pe baza relațiilor de mai sus se poate scrie

$$\frac{N}{N_0} = \frac{1}{2} = e^{-\lambda T} \quad (83)$$

sau

$$T \cdot \lambda = L_n 2 = 0,693. \quad (84)$$

Timpul de înjumătățire T , definit prin relația (84) este una din caracteristicile cele mai importante ale atomilor elementelor radioactive și ale izotopilor acestora, deoarece pe baza acestuia se stabilesc aplicațiile practice ale lor.

a) *Radiații*. S-a precizat mai sus că ceea ce caracterizează atomii elementelor radioactive sînt radiațiile. Acestea sînt emisiuni spontane și permanente produse prin dezintegrarea atomică, care au diferite proprietăți particulare, dintre care cele mai importante sînt următoarele: traversează corpurile opace, descarcă corpurile electrizate, impresionează plăcile fotografice etc.

Radiațiile produse prin dezintegrarea elementelor radioactive sînt de trei feluri:

— *Razele α* , care reprezintă emisiuni de particule grele, cu sarcină electrică pozitivă și cu viteză mare ($1/15$ — $1/20$ din viteza luminii). Aceste raze se propagă pînă la distanțe mici de sursa radioactivă și au o putere mică de pătrundere, putînd fi oprite în propagarea lor de un ecran constituit dintr-o foaie de hîrtie.

— *Razele β* , care reprezintă emisiuni de particule cu sarcină electrică negativă (electroni) și cu viteză foarte mare (99,8% din viteza luminii). Aceste raze se propagă pînă la distanțe mai mari și au o putere de pătrundere relativ mică, putînd fi oprite în propagarea lor de ecrane de aluminiu în grosime de cîțiva milimetri. Ecranele deviază și dispersează radiațiile β , deoarece particulele care le constituie au o masă mică.

— *Razele γ* , care reprezintă emisiuni de energie, de natură complexă (corpusculară și ondulatorie), asemănătoare cu razele X și care au o lungime de undă ceva mai mică decît aceea a luminii. Viteza de propagare a razelor γ este egală cu aceea a luminii, adică 3×10^{10} cm/s, iar frecvența lor este funcție de energia radiației. Puterea de pătrundere a razelor γ este mare, din care cauză acestea mai poartă numele și de *radiații penetrante*, fiind oprite în propagarea lor de ecrane de plumb de 12 mm grosime sau de ecrane de aluminiu de 55 mm grosime.

Dezintegrarea radioactivă comportă existența simultană a celor trei feluri de radiații specificate mai sus, astfel încît prospecțiunea radiometrică și carotajul radioactiv pot pune în evidență, după tipul de aparatură folosită și condițiile de aplicare a metodei respective, oricare din aceste radiații.

b) *Emanații*. Aceștia sînt corpi gazoși aparținînd fiecărei familii de elemente radioactive și sînt respectiv: radonul, thoronul și actinonul. Emanatiile au proprietăți radioactive și se dezagregă de asemenea spontan în produși radioactivi.

Emanațiile difuzează în aer, însă din cauza dezintegrării spontane a lor distanța la care se pot transmite de substanța care le-a produs este în general mică. Dintre toate emanațiile, radonul difuzează în aer la distanțe mai mari.

În subsol, emanațiile se găsesc în echilibru radioactiv cu substanțele radioactive care le produc și migrează datorită stării lor fizice gazoase, în păturile de aer din vecinătatea solului.

Umiditatea solului influențează conținutul în emanații, deoarece cu cît acesta este mai mare, cu atît solul conține o cantitate mai mică de emanație. De asemenea, factorii meteorologici influențează conținutul în emanații a aerului la sol, care este invers proporțional cu umiditatea aerului.

În prospecțiunea radiometrică, ca și în cercetările de laborator de acest gen, sînt folosite pe lîngă radiații și emanațiile ca indicatori ai prezenței substanțelor radioactive.

c) *Ionizarea*. Radiațiile și îndeosebi razele γ ciocnesc atomii mediului înconjurător, deplasând electronii extranucleari de pe orbitele lor și în modul acesta ionizează mediul¹. Acest fenomen al ionizării păturilor de aer de la suprafața solului, sub acțiunea radiațiilor emise de substanțele radioactive din subsol, este deosebit de important și stă la baza uneia din metodele de prospecțiune radiometrică. Este de precizat că intensitatea ionizării aerului de la sol fiind direct proporțională cu intensitatea radiației care o produce, metoda capătă un caracter cantitativ.

În cele de mai sus au fost precizate noțiunile principale legate de fenomenul complex al radioactivității, pe care le-am considerat ca strict necesare pentru înțelegerea substratului fizic al metodelor de prospecțiune radiometrică și carotaj radioactiv care formează obiectul acestui capitol. În cele ce urmează vom prezenta câteva relații cantitative în legătură cu intensitatea și propagarea radiațiilor surselor radioactive, a căror cunoaștere va ușura înțelegerea problemelor de metodică și tehnică privind prospecțiunea radiometrică și carotajul radioactiv.

Să considerăm o sursă radioactivă punctiformă de masă m , a cărei intensitate este J_0 . Intensitatea j_0 pe unitatea de masă va fi evident

$$j_0 = \frac{J_0}{m}. \quad (85)$$

Radiațiile unei astfel de surse vor suporta un fenomen de absorbție în spațiul înconjurător. Să notăm cu $-dJ$ intensitatea absorbită de un volum elementar dv din spațiul înconjurător. Pe baza acestor notații se poate scrie că intensitatea absorbită de o unitate de volum din acest spațiu și pe care să o notăm cu q va fi

$$q = \frac{dJ}{dv}. \quad (86)$$

Într-un mediu absorbant, omogen și cu coeficient de absorbție totală μ , intensitatea radiației la o distanță r este dată de relația

$$J = J_0 \cdot e^{-\mu r}. \quad (87)$$

Să considerăm în jurul sursei punctiforme o coroană circulară de grosime dr , volumul acestei coroane fiind

$$dv = 4\pi r^2 \cdot dr. \quad (88)$$

Variația intensității $-dJ$ la trecerea radiației prin acest element de volum va fi

$$-dJ = q \cdot 4\pi r^2 \cdot dr. \quad (89)$$

¹ Particulele emise prin dezintegrarea radioactivă și care poartă sarcină electrică pozitivă sau negativă, trecând prin vecinătatea unui atom, acționează reciproc cu electronii din învelișul extranuclear al acestuia. Dacă este smuls un electron din atomul respectiv, molecula din care face parte va avea un surplus de sarcină pozitivă și va apărea ca un ion pozitiv; electronul smuls se va alătura unui alt atom și atunci molecula din care acesta face parte va avea un surplus de sarcină negativă, devenind un ion negativ.

Dar valoarea lui $-dJ$ poate fi de asemenea obținută prin diferențierea relației exponențiale (87) și este

$$-dJ = \mu \cdot J_0 \cdot e^{-\mu r} \cdot dr. \quad (90)$$

Relațiile (89) și (90) permit a scrie egalitatea

$$J_0 \cdot e^{-\mu r} = q \cdot 4\pi r^2 \quad (91)$$

și cum din relația (85) se poate obține

$$J_0 = j_0 \cdot m, \quad (92)$$

valoare care se poate înlocui în relația (91), se poate scrie egalitatea

$$\mu \cdot j_0 \cdot m \cdot e^{-\mu r} = q \cdot 4\pi r^2, \quad (93)$$

din care se poate deduce final:

$$q = \frac{\mu \cdot j_0}{4\pi} \cdot \frac{m}{r^2} \cdot e^{-\mu r}. \quad (94)$$

Factorul

$$k = \frac{\mu \cdot j_0}{4\pi} \quad (95)$$

poartă numele de *numărul lui EVE* și are o deosebită importanță practică în legătură cu fenomenul de absorbție al radiațiilor în mediul înconjurător.

Combinarea relațiilor (94) și (95) ne permite să scriem final

$$q = k \cdot \frac{m}{r^2} \cdot e^{-\mu r}. \quad (96)$$

Este de remarcat că intensitatea radiației absorbită de unitatea de volum q (a mediului înconjurător) este direct proporțională, prin intermediul numărului lui *EVE*, cu masa sursei radioactive și funcțiunea exponențială $e^{-\mu r}$ și invers proporțională cu pătratul distanței acesteia față de sursă. Cum însă în urma absorbției radiației se produce ionizarea elementului de volum, relația (96) dă în același timp măsura intensității acestei ionizări.

După ce am precizat aceste lucruri, putem trece acum mai departe.

Să considerăm că într-un spațiu nedefinit I , caracterizat printr-un coeficient de absorbție totală μ_1 este delimitat un spațiu finit II , de volum v , caracterizat printr-un coeficient de absorbție totală μ_2 . Fie un punct P oarecare în spațiul I , în care se găsește o sursă de radiații de masă radioactivă m . Radiația absorbită, respectiv ionizarea produsă în mediul II va fi

$$Q = \iiint_v q \cdot dv, \quad (97)$$

în care q este ionizarea produsă de sursa radioactivă din P asupra unui element de volum dv din mediul II .

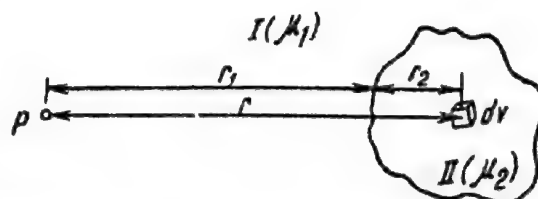


Fig. 23. Schiță conținând datele necesare demonstrării principiului reciprocității.

Dacă înlocuim valoarea lui q , conform relației (96), se poate scrie:

$$Q = k_2 \cdot \iiint_v \frac{m}{r^2} \cdot e^{-(u_1 r_1 + u_2 r_2)} \cdot dv. \quad (98)$$

Inversînd acum problema, să considerăm că substanța radioactivă este diseminată omogen în mediul II , avînd o cantitate medie ρ de substanță radioactivă conținută în unitatea de volum. Masa activă a mediului II va fi atunci

$$M = \iiint_v \rho \cdot dv \quad (99)$$

și ionizarea produsă de această masă în punctul P , respectiv radiația absorbită, va fi

$$q_P = k_1 \cdot \iiint_v \frac{\rho \cdot dv}{r^2} \cdot e^{-(u_1 r_1 + u_2 r_2)}. \quad (100)$$

Dacă împărțim relația (98) prin (100), obținem raportul

$$\frac{Q}{q_P} = \frac{k_2 \cdot m}{k_1 \cdot \rho}, \quad (101)$$

care reprezintă expresia analitică a principiului reciprocității între radiația unui volum și aceea a unui punct, enunțat de L. V. K i n g.

Principiul reciprocității este de o deosebită valoare practică, deoarece calculul lui Q pe baza relației (98) este din punct de vedere matematic mult mai simplu decît calculul lui q_P pe baza relației (100). Folosind acest principiu, ionizarea produsă de un element geologic oarecare (zăcămint, structură etc.), într-un punct exterior oarecare, poate fi calculată considerînd ionizarea unei surse radioactive echivalente plasată în acel punct și produsă într-un volum egal cu a elementului geologic respectiv și apoi folosită relația (98). În acest mod pot fi calculate efectele teoretice produse de diferite elemente geologice geometrizate, care sînt de un neprețuit ajutor în interpretarea geologică, îndeosebi a anomaliilor radiometrice cartate cu ocazia prospecțiunilor de acest gen.

2. RADIOACTIVITATEA PROVOCATĂ

Sub acțiunea unui bombardament de neutroni sau de radiații γ , atomii iradiați manifestă unele fenomene care stau la baza metodelor de carotaj radioactiv prin radioactivitate provocată. Acestea sînt următoarele:

a) Reacția (n, γ). Această reacție are loc atunci când atomii sînt supuși unui bombardament de neutroni rapizi și se datorește capacității pe care o au nucleele acestora de a captura neutroni și de a emite o radiație γ secundară.

Neutronii pot fi produși fie prin bombardarea cu raze α (produse de exemplu de radium sau radon) a unor elemente ca beriliu, litiu, poloniu etc., fie prin iradierea cu raze γ a beriliului sau a deuteriului. În urma unui astfel de bombardament sau de iradiere, sursa va produce fie numai neutroni, fie neutroni însoțiți de o intensă iradiere de raze γ ; aceasta depinde de amestecul de elemente folosite ca sursă de neutroni. Noi ne vom opri atenția deocamdată numai asupra radiației neutronice primare.

Radiația neutronică primară, constituită din neutroni rapizi, are o putere de penetrație mare. Prin circulația neutronilor, aceștia ciocnesc nucleele atomilor întâlniți în cale, pierzînd o parte din energia lor cinetică și deci micșorîndu-și viteza. În urma mai multor ciocniri, însoțite de pierderi succesive de energie și viteză, neutronii rapizi devin neutroni lenți. Acești neutroni lenți au o putere de penetrație mult mai mică, în general, însă sînt foarte susceptibili de a fi capturați de nucleele atomilor din mediul prin care circulă. Această capturare a neutronilor de către nucleu este însoțită de emisiunea unei radiații γ secundare.

Intensitatea radiației γ secundare este funcție de procesul de încetinire a vitezei neutronilor rapizi, care, la rîndul lui, este funcție de conținutul mediului în elemente cu număr atomic și de masă mic și în primul rînd de hidrogen, deoarece la nucleele acestor atomi reacția (n, γ) este mai puternică.

Trebuie de asemenea specificat că radiația γ secundară încetează la un interval de timp scurt după încetarea bombardamentului cu neutroni.

b) Difuzia neutronilor în mediul bombardat. S-a precizat că trecerea fluxului de neutroni rapizi printr-un mediu are ca urmare scăderea vitezei acestora și transformarea lui într-un flux de neutroni lenți. Neutronii lenți a căror viteză scade pînă la nivelul mișcării de agitație termică a moleculelor (200 m/s) poartă numele de neutroni termici. Pe măsură ce se îndepărtează de sursă, fluxul format din neutronii termici se reduce datorită capturării și dispersării neutronilor de către nucleele mediului bombardat, ca urmare a unui fenomen de difuzie.

Intensitatea fluxului de neutroni termici este funcție de proprietățile neutronice ale mediului bombardat, distanța de încetinire, distanța de difuzie, viața medie a neutronului etc. și reprezintă o măsură pentru densitatea neutronilor în acest mediu.

c) Dispersia radiațiilor γ . Prin interacțiunea cuantelor γ cu substanța (efectul Compton¹) are loc un fenomen de dispersare a radiațiilor γ primare, care însoțesc fluxul de neutroni produși prin iradierea beriliului sau a deuteriului. Măsura acestui fenomen este dată de intensitatea radiației γ dispersate, care are un sens contrariu cu a radiației γ primare.

Fenomenele de radioactivitate naturală sînt utilizate în metodele de prospecțiune radiometrică (radiometrie și emanometrie) și la carotajul radioacti-

¹ Dacă o cuantă γ ciocnește un electron cu energie de legătură mai mică, transmite electronului numai o parte din energia sa; cuanta γ își va continua drumul într-o altă direcție față de cea inițială cu o energie mai redusă decît înainte de ciocnire, iar electronul va fi proiectat și el într-o direcție diferită, devenind un electron de șoc sau electron Compton.

vității naturale; fenomenele de radioactivitate provocată sînt folosite numai la metodele de carotaj al radioactivității provocate, respectiv carotaj ($n-\gamma$), carotaj ($n-n$) și carotaj ($\gamma-\gamma$).

CAPITOLUL VII

PROPRIETĂȚILE RADIOACTIVE ALE ROCILOR ȘI FORMAȚIUNILOR GEOLOGICE

În legătură cu proprietățile radioactive ale rocilor și formațiunilor geologice trebuie să facem o distincție între proprietățile pe care le manifestă acestea din punctul de vedere al radioactivității naturale și al radioactivității provocate.

1. PROPRIETĂȚI RADIOACTIVE NATURALE

Proprietățile radioactive naturale ale rocilor și formațiunilor geologice sînt dependente de conținutul acestora în elemente radioactive și mineralele acestora, care în general sînt prezente în cantități variabile sub formă de diseminare în toate tipurile de roci.

În natură există peste 40 de minerale care au proprietăți radioactive, dintre care majoritatea reprezintă compuși ai uraniului, actiniului și thorului. În afară de aceasta, unele minerale de potasiu, rubidiu, samariu, lutețiu și rheniu prezintă o radioactivitate mai slabă. Mai jos dăm lista elementelor respective împreună cu schemele proceselor de dezintegrare radioactivă mai importante și produșii finali stabili ai acestora și cu specificarea greutății atomice sau coeficientul de masă (A) pentru elemente și izotopii acestora.

↗ Calciu (Ca^{40})
Rotasiu (K^{40}) → Argon (A^{40})

Rubidiu (Rb^{87}) → Stronțiu (Sr^{87})

Samariu (Sm^{150})

Lutețiu (Lu^{175})

Rheniu (Re^{186})

Thoriu (Th^{232}) → Plumb (Pb^{208})

Uraniu: Uraniu (U^{238}) → Uraniu (U^{234}) → Thoriu (Th^{230}) → Radiu (Ra^{226}) → Radon (Rn^{222}) → Plumb (Pb^{210}) → Poloniu (Po^{210}) → Plumb (Pb^{206}); Uraniu (U^{235}) → Protoactiniu (Pa^{231}) → Actiniu (Ac^{227}) → Plumb (Pb^{207}).

În transformarea radioactivă a elementelor mai importante se disting trei serii de transformări succesive, pe care se bazează aplicarea prospecțiunii și carotajului radioactiv, și anume:

a) seria uraniului, care începe cu U^{238} și printre ai cărui produși intermediari de dezintegrare figurează și radiul;

b) seria actiniului, care începe de la un alt izotop al uraniului, și anume U^{235} ;

c) seria thoriului, care începe cu izotopul Th^{232} .

Produșii finali de dezintegrare ai tuturor acestor serii sînt izotopii plumbului, și anume: pentru seria a) izotopul Pb^{206} , pentru seria b) izotopul Pb^{207} și pentru seria c) izotopul Pb^{208} .

Mineralele radioactive cele mai importante, atît din punctul de vedere al elementului radioactiv pe care îl conțin cît și al răspîndirii lor în natură, sînt următoarele:

Minerale de potasiu: silvina (KCl); carnalit ($KCl \cdot Mg \cdot Cl_2 \cdot 6H_2O$); muscovit ($K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$); biotitul ($K_2O \cdot 6(Mg, Fe)O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$); polihalit ($K_2MgCa_2(SO_4)_4 \cdot 2H_2O$); kainit ($KMg(SO_4) \cdot Cl \cdot 3H_2O$); alunît ($KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$); leucit ($K(Al \cdot Si_2O_6)$).

Minerale de thoriu: monazit ((Ce, La, Th) $(PO_4 \cdot SiO_4)$); thorit ($ThSiO_4$); thorianit (ThO_2); ferrithorit ($Th, FeSiO_4$).

Minerale de uraniu: uraninit (UO_2); torbernit ($Cu(UO_2)_2 \cdot (PO_4)_2 \cdot 12H_2O$); zeunerit ($Cu(UO_2)_2 \cdot (AsO_4)_2 \cdot 12H_2O$); metatorbernit ($Cu(UO_2)_2 \cdot (PO_4)_2(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$); tyuyamunit ($Ca(UO_2)_2 \cdot (VO_4)_2 \cdot 8H_2O$); carnotit ($K_2(UO_2)_2 \cdot (VO_4)_2 \cdot 3H_2O$); kasolit ($Pb(UO_2) \cdot (SiO_4) \cdot H_2O$); autunit ($Ca(UO_2)_2 \cdot (PO_4)_2 \cdot 8H_2O$).

De primă importanță pentru prospecțiunea și carotajul radioactiv rămîn însă mineralele de uraniu, deoarece produșii radioactivi ai acestuia sînt mulți, au viață lungă și produc radiații puternice.

În tabelul 7 reproducem, după S a b b a Ș t e f ă n e s c u (Man. Ing. de Mine, 1952), conținuturile medii în diverse elemente radioactive ale diferitelor tipuri principale de roci din natură.

Tabelul 7

Tipul rocii	Conținutul în SiO_2 (%)	Conținutul în K_2O (%)	Conținutul în Ra (g/g rocă)	Conținutul în Th (g/g rocă)
Roci eruptive acide	74	4,2	$3,01 \times 10^{-12}$	$2,05 \times 10^{-5}$
Roci eruptive neutre	60	3,8	$2,57 \times 10^{-12}$	$1,64 \times 10^{-5}$
Roci eruptive bazice	48	1,4	$1,28 \times 10^{-12}$	$0,56 \times 10^{-5}$
Roci sedimentare			$1,40 \times 10^{-12}$	$0,16 \times 10^{-5}$

Se poate spune, în mod general, că radioactivitatea rocilor acide este mai mare decît a altor roci eruptive și că în interiorul acestei grupe ea crește cu conținutul în SiO_2 . Rocile eruptive bazice au o radioactivitate mai scăzută, comparabilă cu a celor sedimentare. La rocile metamorfice, radioactivitatea are valori variabile, după cum ele provin la origine din roci eruptive

acide sau sedimentare. Se mai poate remarca și faptul că elementele radioactive sînt prezente în toate tipurile de roci din natură, cum de altfel s-a specificat anterior.

Pentru carotajul intensității radiației γ naturale interesează în mod deosebit proprietățile radioactive naturale ale rocilor sedimentare. În figura 24

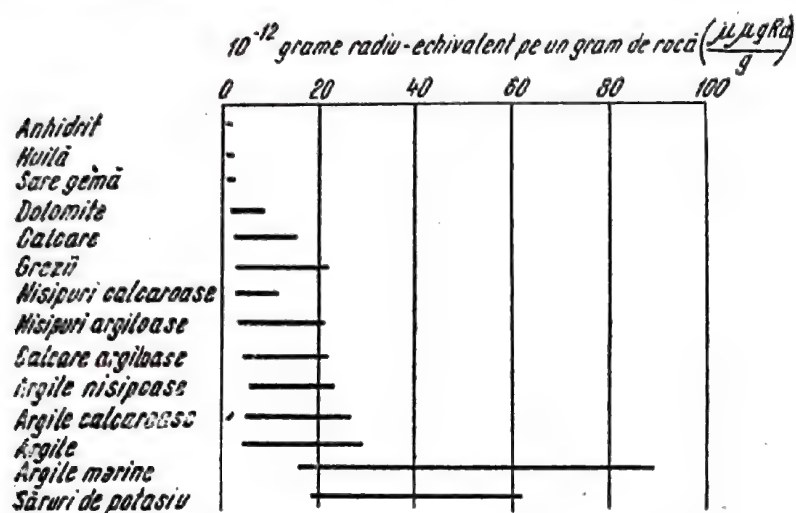


Fig. 24. Radioactivitatea principalelor tipuri de roci sedimentare.

argile bituminoase, mîluri cu globigerine și radiolari etc.); urmează apoi în ordine descrescătoare sărurile de potasiu, argilele depuse în zonele mai puțin adînci ale bazinelor de sedimentare, marnele, argilele calcaroase și nisipoase, nisipuri, gresii, calcare și dolomite, apoi gipsuri, anhidrite, sare gemă și cărbuni minerali.

Creșteri ale conținutului în elemente radioactive se înregistrează la oricare din rocile sedimentare, dacă rocile respective conțin material coloidal, fin dispersat, într-un procent mai mare decît cel normal. De asemenea, radioactivitatea rocilor sedimentare poate să crească brusc, dacă ele conțin elemente radioactive într-un procent mai mare; așa este cazul gresiilor monazitice, calcarelor cu conținut de uraniu etc.

În legătură cu carotajul radioactiv trebuie avută în vedere și radioactivitatea apelor subterane, care poate atinge niveluri ridicate, mai ales în cazul apelor minerale de adîncime.

Din cele arătate mai sus se constată că diferitele tipuri de roci și substanțe minerale utile din natură se diferențiază după proprietățile radioactive naturale. Aceasta asigură aplicarea prospecțiunii radiometrice, îndeosebi pentru

¹ Un gram radiu-echivalent este egal cu cantitatea totală de elemente radioactive în care se produce pe secundă, în medie, dezintegrarea a $3,7 \times 10^{10}$ atomi, ceea ce corespunde numărului de atomi dezintegrați de un gram de radiu într-o secundă. Deoarece rocile sedimentare au un conținut foarte mic de elemente radioactive, se folosește ca unitate practică un micromicrogram radiu-echivalent la un gram de rocă $= 10^{-12}$ gram radiu-echivalent la un gram rocă.

este reprodus, după Dahnov (1961), un grafic din care apar domeniile de variație ale conținutului în grame radiu-echivalent¹ pe un gram de rocă, pentru principalele tipuri de roci sedimentare.

În general, radioactivitatea naturală cea mai intensă o au, pentru rocile sedimentare, argilele depuse în zonele adînci ale bazinelor de sedimentare (argile marine,

punerea în evidență a zăcămintelor de minerale radioactive sau de alte minerale asociate cu minerale radioactive, care se găsesc în contrast de conținut față de masa rocilor din jur; totodată, diferențierea rocilor sedimentare în-deosebi, permite aplicarea carotajului intensității radiației γ naturale, datorită diferențierii diverselor tipuri de roci din această categorie, după conținutul lor în minerale radioactive.

2. PROPRIETĂȚI RADIOACTIVE PROVOCATE

Aceeași diferențiere a diferitelor tipuri de roci și substanțe minerale utile se constată și din punctul de vedere al fenomenelor legate de radioactivitatea provocată, ceea ce asigură aplicabilitatea metodelor de carotaj al radioactivității provocată în anumite probleme geologice.

a) *Intensitatea radiației γ secundare* este funcție de compoziția mineralogică a rocii și în principal de conținutul în fluide a acesteia, respectiv în hidrogen.

Astfel, rocile cimentate cu porozitate mică, cum sînt unele calcare și dolomite compacte, gresii cimentate, șisturi etc., vor condiționa valori ridicate ale intensității radiației γ secundare.

Nisipurile, calcarele și dolomitele fisurate și cavernoase, gresiile cu porozitate mai mare etc. vor condiționa valori mijlocii ale intensității radiației γ secundare.

În schimb, unele marne și argile, datorită conținutului lor mare în fluide, vor condiționa valori mici ale intensității radiației γ secundare.

b) *Difuzia neutronilor în roca bombardată* depinde cantitativ de compoziția mineralogică a rocilor care realizează atît încetinirea neutronilor cît și capturarea diferențiată a acestora.

Intensitatea fluxului de neutroni termici înregistrează valori mari în dreptul rocilor carbonatate compacte (calcare și dolomite), a anhidritului, a rocilor colectoare cu conținut de gaze și a rocilor eruptive; valori mici ale acestei mărimi sînt înregistrate în dreptul rocilor colectoare cu petrol sau ape (mai ales mineralizate), argilelor, șisturilor argiloase și a rocilor cu conținut de minerale de Mn, Cl, Cd, B etc. (care au secțiune mare de capturare și funcționează ca buni încetinitori de neutroni).

c) *Dispersia radiațiilor γ* . Caracteristica rocilor care comandă dispersia radiațiilor γ este densitatea; așadar, de fapt, diferențierea rocilor după densitate atrage după sine și diferențierea lor după dispersia radiațiilor γ . Inten-

sitatea radiației γ - γ va înregistra maxime în dreptul straturilor cu densitate mică (cărbuni, sare, nisipuri etc.) și minime în dreptul acelor cu densitate mare (calcare, dolomite, gresii, roci eruptive, minereuri metalifere etc.)

CAPITOLUL VIII

PRODUCEREA ȘI PROPAGAREA UNDELOR ELASTICE

Rocile și formațiunile geologice nu fac parte propriu-zis din categoria materialelor elastice. Ele reprezintă în realitate un amestec de materiale rigide și plastice, astfel încât la eforturi mari au deformări mari și permanente, comportându-se ca niște materiale plastice, iar la eforturi mici au deformări mici, care se anulează la încetarea eforturilor, comportându-se deci ca niște materiale elastice. Din această cauză, rocile și formațiunile geologice sînt considerate ca materiale cvasielastice.

1. DEFORMĂRI ELASTICE. PARAMETRII ELASTICI ȘI LEGĂTURA DINTRE ACEȘTIA ȘI VITEZA DE PROPAGARE A UNDELOR ELASTICE

Deformările elastice sînt acele deformări care la încetarea efortului se anulează, mediul respectiv revenind la dimensiunile pe care le-a avut înainte de apariția efortului. În acest caz, mediul poartă numele de mediu elastic.

Așa cum s-a precizat mai sus, rocile și formațiunile geologice se comportă ca un mediu elastic la apariția efortului producător al undelor, cu excepția zonelor imediat vecine locului de aplicare a efortului unde au loc deformări plastice. Datorită comportamentului elastic al acestora, principiile și legile din teoria elasticității au o largă aplicare în fundamentarea teoretică a metodelor de prospecțiune seismometrică.

Din punct de vedere elastic, mediile se caracterizează prin anumiți parametri. *Parametrii elastici* sînt următorii:

a) *Coeeficientul de elasticitate* sau *coeficientul alungirii longitudinale* (α). Este definit ca raportul dintre alungirea (la tensiune) sau scurtarea (la compresiune) a unui volum de material și lungimea lui inițială, după direcția aplicării unei forțe unitare (v. fig. 25). Relația analitică între aceste elemente este următoarea

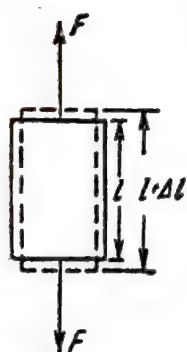


Fig. 25. Schiță cu elementele deformării unei probe de material la tensiune.

$$\epsilon \alpha = \frac{\Delta l}{l} \quad (102)$$

b) *Modulul de elasticitate* sau *modulul lui Young* (E) este reprezentat de valoarea inversă a coeficientului de elasticitate și este dat de relația

$$E = \frac{1}{\alpha(\epsilon)} \quad (103)$$

sau

$$E = \frac{l}{\Delta l}. \quad (104)$$

Introducerea acestui parametru s-a făcut din cauză că valoarea coeficientului de elasticitate α este în general foarte mică, fiind greu de utilizat în calculele numerice.

c) *Coeficientul contracției transversale* (β). Este definit ca raportul dintre contracție (la tensiune) sau dilatare (la compresiune) a suprafeței transversale pe direcția aplicării forței și suprafața secțiunii inițiale a volumului de material (v. fig. 26). Relația analitică între aceste elemente este cea de mai jos

$$\beta = \frac{\Delta s}{s}. \quad (105)$$

d) *Coeficientul lui Poisson* (μ) reprezintă raportul dintre coeficientul contracției transversale și coeficientul de elasticitate, adică

$$\mu = \frac{\beta}{\alpha} \quad (106)$$

sau

$$\mu = \frac{\frac{\Delta s}{s}}{\frac{\Delta l}{l}}. \quad (107)$$

e) *Coeficientul de compresibilitate* (κ) este definit ca raportul dintre presiunea aplicată și variația relativă a volumului de material respectiv sau în expresie analitică

$$\kappa = \frac{\frac{F}{s}}{\frac{\Delta v}{v}}, \quad (108)$$

în care Δv reprezintă variația absolută a volumului v inițial.

f) *Modulul de compresiune* sau *factorul de incompresibilitate* (k) este reprezentat de valoarea inversă a coeficientului de compresibilitate, adică

$$k = \frac{1}{\kappa} \quad (108, a)$$

și a fost introdus pentru aceleași rațiuni ca și modulul de elasticitate E .

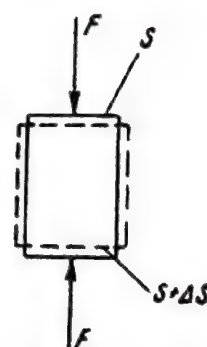
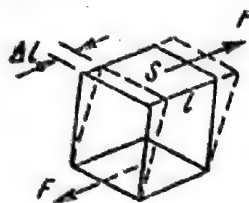


Fig. 26. Schiță cu elementele deformării unei probe de material la compresiune.

g) *Modulul de forfecare sau rigiditate (n)*. Este definit ca raportul dintre presiunea de forfecare și alungirea relativă longitudinală în planul forfecării a unui material (v. fig. 27). Expresia analitică a acestuia este



$$n = \frac{\frac{F}{s}}{\frac{\Delta l}{l}} \quad (109)$$

Fig. 27. Schiță cu elementele deformării unei probe de material la forfecare.

h) *Coeficienții lui Lamé (λ și ν)*. Aceștia sînt parametrii care corespund unor coeficienți care reies din dezvoltarea matematică a teoriei elasticității și dintre care numai ν are o semnificație fizică directă, fiind corespunzător modulului de forfecare n .

Legătura dintre coeficienții lui Lamé și parametrii elastici definiți anterior este dată de relațiile

$$\lambda = \frac{\mu}{(1 + \mu) \cdot (1 - 2\mu)} \cdot E \quad (110)$$

și

$$\nu = \frac{1}{2 \cdot (1 + \mu)} \cdot E \quad (111)$$

* Din punctul de vedere al propagării undelor elastice, interesul parametrilor elastici al mediilor prin care se propagă undele este justificat de legătura care există între aceștia și viteza de propagare a undelor elastice în mediile respective. Pentru a pune în evidență acest lucru, redăm mai jos relațiile dintre viteza de propagare a diferitelor unde și parametrii elastici:

— Unde elastice longitudinale:

$$v_l = \sqrt{\frac{3 \cdot (1 - \mu)}{\pi \cdot \delta \cdot (1 + \mu)}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\nu}{\delta}} \quad (112)$$

— Unde elastice transversale:

$$v_t = \sqrt{\frac{E}{\delta} \cdot \frac{1}{2 \cdot (1 + \mu)}} = \sqrt{\frac{\nu}{\delta}} \quad (113)$$

— Unde elastice de suprafață:

$$v_s = 0,9194 \cdot v_t \quad (114)$$

În relațiile (112), (113) și (114), δ reprezintă densitatea mediului respectiv.

Relațiile de legătură de mai sus arată posibilitatea utilizării lor în două direcții, și anume: fie pentru determinarea vitezei de propagare pe baza valorilor acestor parametri determinați în laborator, fie pentru determinarea parametrilor elastici și deci a caracterului materialului prin care a avut loc

propagarea undelor elastice pe baza valorilor vitezelor de propagare a acestora. Prima cale este folosită cu prioritate în prospecțiunea seismometrică, iar a doua în studiile seismologice privind constituția internă a Pământului.

2. PRODUCEREA ȘI PROPAGAREA UNDELOR ELASTICE

Atunci cînd are loc un cutremur de pămînt natural sau este produsă o explozie, granulele rocilor și ale formațiunilor geologice care constituie scoarța terestră (pînă la o anumită adîncime, în funcție de intensitatea fenomenului) sînt puse în mișcare în toate direcțiile spațiului în raport cu punctul de producere. Mediul fiind cvasielastic, granulele au deplasări mici și revin la poziția inițială, transmitînd totodată aceste deplasări granulelor învecinate. În modul acesta apar unde elastice în toate direcțiile în raport cu punctul de producere a lor, denumite *unde de volum*. Suprafața solului fiind ea însăși o limită de separație foarte bună (între sol și aer, medii cu proprietăți fizice foarte diferite), vor apărea și *unde de suprafață*, adică unde elastice care se propagă numai pe limita de separație și în imediata vecinătate din adîncime a acesteia, datorită deformărilor elastice a particulelor de material din această zonă.

Să considerăm în primul rînd cazul simplu al unui mediu omogen. Într-un mediu omogen și izotrop din punct de vedere elastic, dacă este aplicată o forță de șoc într-un punct oarecare a lui, granulele de material intră în vibrație și zona din imediata vecinătate a punctului de șoc va fi împinsă către exterior după o suprafață sferică. Raza acestei sfere va crește progresiv cu o cantitate constantă în timp, care depinde de proprietățile elastice ale mediului. Granulele de material intrate în vibrație vor transmite din aproape în aproape deplasările și acestea vor trece prin valori de maxim și de minim (destinderi și comprimări ale mediului) care se vor plasa tot pe suprafețe sferice. În modul acesta iau naștere unde longitudinale de volum (v. fig. 28).

Undele elastice sînt caracterizate prin anumite elemente și anume:

— Suprafețele sferice pe care se plasează granulele mediului cu o aceeași deplasare la un moment dat poartă numele de *fronturi de undă*. La distanțe foarte mari de punctul de șoc, suprafețele sferice tind către suprafețe plane și atunci undele devin *unde elastice plane*, a căror ecuație este mai simplă și o redăm mai jos.

$$P = A \cdot \sin \frac{2\pi}{\lambda} \cdot (x - v \cdot t), \quad (115)$$

în care P este presiunea exercitată asupra granulelor la un moment dat t .

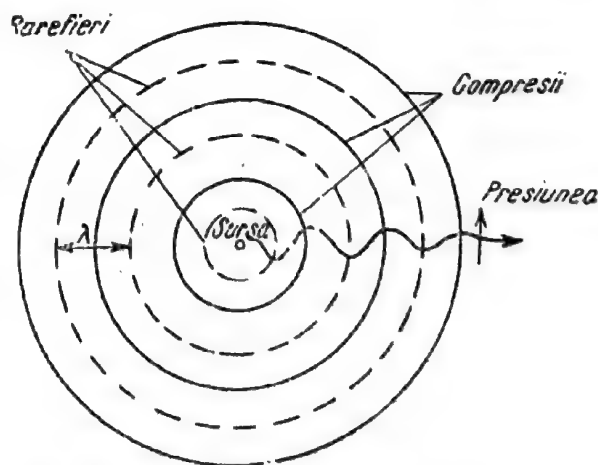


Fig. 28. Secțiune prin planul sursei undelor elastice într-un mediu elastic omogen.

după producerea undei, x este distanța la care se găsește unda plană de punctul de producere la acel moment, λ este lungimea de undă și v este viteza de propagare a undelor elastice.

— Linia permanent perpendiculară la suprafața fronturilor de undă dusă din punctul de producere a undelor elastice poartă numele de *rază de undă*. În cazul undelor sferice și a undelor plane, razele de undă sînt linii drepte.

— Distanța între două sfere învecinate de comprimare sau destindere maximă poartă numele de *lungime de undă* și se notează cu λ .

— Intervalul de timp scurs între două comprimări sau destinderi maxime care trec prin același punct poartă numele de *perioadă* și se notează cu T .

— Valoarea inversă a perioadei, reprezentînd numărul de comprimări sau destinderi maxime care trec în unitatea de timp printr-un punct oarecare al mediului, poartă numele de *frecvență* și se notează cu n . Legătura între frecvență și perioadă este evident, conform definiției,

$$n = \frac{1}{T}, \quad (116)$$

iar între frecvență, lungimea de undă și viteza de propagare este

$$\lambda = \frac{v}{n}. \quad (117)$$

În cazul general, în care mediul nu este omogen și izotrop din punct de vedere elastic, lucrurile sînt mult mai complicate. Dacă anizotropia și neomogenitatea mediului respectă unele legi, reflectate prin legi de variație a vitezei de propagare, atunci fronturile de undă iau forma de elipsoizi, paraboloizi etc. În cazul general, cînd viteza nu variază cu adîncimea după o anumită lege, fronturile de undă iau forma unor suprafețe oarecare în funcție de caracteristicile elastice locale ale mediului. În toate cazurile, razele de undă nu mai sînt linii drepte, ci curbe.

Avînd în vedere că domeniul mare de aplicabilitate a prospecțiunii seismometrice este în problemele formațiunilor sedimentare, fundamentarea matematică a metodelor seismometrice folosește ipoteza unor medii stratificate, cu suprafețe de separație plane, orizontale sau înclinate. În astfel de medii, fiecare strat este considerat omogen și izotrop din punct de vedere elastic. Pentru aceasta, așa cum se va vedea în capitolele următoare, se poate considera că undele elastice care se propagă sînt unde sferice sau plane și razele de undă sînt drepte, ipoteze care simplifică mult tratarea matematică fără a impieta asupra rezultatelor care rămîn de ordinul de mărime al valorilor reale care caracterizează elementele geologice din subsol.

S-a precizat deja la începutul acestui capitol că undele elastice care se propagă în subsol pot fi de două feluri, și anume: unde de volum și unde de suprafață. Fiecare dintre acestea, după caracteristicile mișcării granulelor

de material intrate în vibrație, se împart la rândul lor în alte două feluri de unde. Iată care sînt acestea, cu precizările necesare înțelegerii caracteristicilor lor:

2.1. Unde elastice de volum

a) *Unde longitudinale (P)*. Aceste unde elastice se caracterizează prin comprimări și destinderi succesive ale materialului pe direcția de propagare a unei (v. fig. 29, a). Undele elastice longitudinale au viteza de propagare cea mai mare dintre toate tipurile de unde.

b) *Unde transversale (S)*. Aceste unde se caracterizează prin deplasări cu răsuciri și forfecări succesive ale granulelor de material în planul perpendicular pe direcția de propagare (v. fig. 29, b). Viteza de propagare a undelor transversale este întotdeauna mai mică decît a undelor longitudinale.

2.2. Unde elastice de suprafață

Caracteristica generală a acestui tip de unde elastice este că amplitudinea (deplasarea maximă a granulelor de material) scade exponențial cu adîncimea, astfel încît ele nu se propagă decît în vecinătatea suprafeței.

a) *Unde Rayleigh (R)*. Mișcarea particulelor de material la acest tip de unde elastice se face după niște elipse situate în plan vertical și în sens retrograd direcției de propagare, axa mare a elipselor fiind verticală (v. fig. 29, c).

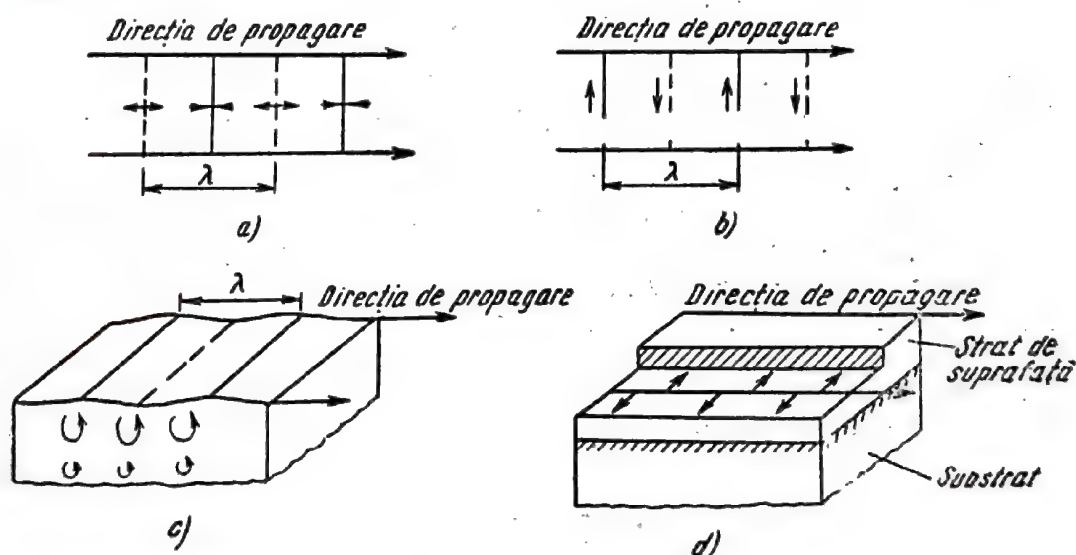


Fig. 29. Caracteristicile undelor elastice.

b) *Unde Love (L)*. Aceste unde elastice sînt unde de suprafață, de tipul celor transversale, situate într-un plan paralel cu al suprafeței solului (v. fig. 29, d).

Viteza de propagare a undelor de suprafață este mai mică decît aceea a undelor de volum transversale.

Propagarea undelor elastice în subsol satisface mai multe legi. Acestea sînt:

— *Legea scăderii energiei undelor elastice cu distanța.* Energia unei unde elastice scade cu distanța față de punctul de producere al ei, datorită *absorbției energiei* în mediul în care se propagă (o parte din energia inițială se transformă în căldură, datorită frecării care are loc între granulele de material). Cunoașterea cantitativă a pierderilor de energie cu distanța este de un deosebit interes pentru prospecțiunea seismometrică, deoarece în funcție de valoarea acestora se dimensionează șarjele de explosiv, pentru ca undele elastice care se reîntorc la suprafață să fie utile, adică să aibă suficientă energie pentru a fi înregistrate.

— *Principiul lui H u y g e n s*, care poate fi formulat în modul următor: „fiecare punct al unei unde într-un mediu omogen și izotrop poate fi considerat la rîndul lui ca o sursă de unde sferice“. Acest principiu se extinde evident și la medii neomogene și anizotrope, cu precizarea că undele generate în diversele puncte nu vor mai fi sferice, ci cu fronturi de undă reprezentate de niște suprafețe oarecare.

Principiul lui H u y g e n s stă la baza tuturor reprezentărilor grafice ale mersului undelor în subsol, pe baza cărora se stabilesc ecuațiile fundamentale ale metodelor de prospecțiune seismometrică.

— *Principiul lui F e r m a t.* Acest principiu precizează că raza de undă de la sursă pînă la un punct oarecare al mediului în care se face propagarea reprezintă întotdeauna *drumul de parcurgere al undeii în minimum de timp*. Acest lucru este valabil pentru orice fel de medii, fie ele omogene și izotrope, stratificate sau, în cazul general, neomogene și anizotrope.

Și acest principiu este folosit în reprezentările grafice utilizate în prospecțiunea seismometrică și în baza lui razele de undă în medii omogene și izotrope sînt reprezentate de linii drepte, deoarece acestea caracterizează drumurile parcurse de undele elastice în propagarea lor în minimum de timp.

În propagarea lor în subsol, undele elastice dacă întîlnesc o limită de separație între două medii cu proprietăți fizice diferite vor fi deviate de la direcția inițială de propagare. Să presupunem că unda incidentă face un unghi de incidență i cu normala la limita de separație în punctul de incidență cu aceasta și că unda deviată va face un unghi de deviere r cu aceeași normală. Dacă v_1 , δ_1 și v_2 , δ_2 sînt vitezele de propagare și densitățile care caracterizează mediul superior, respectiv cel inferior, atunci relația cantitativă dintre unghiuri și viteze este dată de *legea lui S n e l l* care poate fi exprimată ca mai jos:

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{v_1}{v_2} \quad (118)$$

și care arată că există proporționalitate între raporturile sinusurilor unghiurilor și a vitezelor în mediile respective.

După valoarea unghiului de incidență i pot avea loc trei cazuri, și anume:

— Dacă unghiul de incidență este suficient de mic, atunci unda deviată rămîne în același mediu cu unda incidentă și atunci se spune că unda este reflectată de limita de separație. În acest caz vom avea $v_1 = v_2$, și atunci $\sin r' = \sin i$, respectiv $r' = i$.

— Dacă unghiul de incidență crește pînă la o anumită valoare i_c , care poartă numele de *unghi critic de incidență*, atunci unda nu va rămîne nici în mediul superior, dar nici nu va pătrunde în mediul inferior, ci va călători chiar pe limita de separație. În acest caz se spune că unda deviată face reflexie totală și se consideră că ea călătorește pe limita de separație cu viteza mediului inferior, adică v_2 . Pentru acest caz vom avea $r'' = 90^\circ$, adică $\sin r'' = 1$, ceea ce conduce la valoarea unghiului critic de incidență i_c care este dat de relația

$$\sin i_c = \frac{v_1}{v_2}. \quad (118, a)$$

— Dacă unghiul de incidență crește peste valoarea lui i_c , atunci unda deviată va pătrunde în mediul inferior și atunci se spune că unda este refractată de limita de separație. În acest caz, valoarea unghiului de refracție r''' va fi dată de relația dedusă din relația (118)

$$\sin r''' = \frac{v_2}{v_1} \cdot \sin i. \quad (119)$$

Direcțiile de deviere a undelor elastice sînt reprezentate calitativ în figura 30 pentru cele trei cazuri de mai sus, unghiul de incidență i putînd lua succesiv valorile corespunzătoare respective, așa cum au fost precizate mai sus.

În general, atunci cînd o undă elastică întîlnește în propagarea ei o limită de separație, în punctul de incidență cu aceasta iau naștere patru unde, și anume: două corespund reflexiei (P și S) și două corespund refracției (P și S). Energia fiecăreia din cele patru unde depinde de valoarea unghiului de incidență și de contrastele de densitate și de viteză de propagare dintre cele două medii, iar suma energiilor celor patru unde este egală cu energia undei incidente (la punctul de incidență).

Să presupunem că unda incidentă este o undă longitudinală. Undele derivate din ea la punctul de incidență sînt: unda longitudinală reflectată (PP_1), unda transversală reflectată (PS_1), unda longitudinală refractată (PP_2) și unda transversală refractată (PS_2), care fac cu normala la limita de separație unghiurile r_p , r_s , R_p și R_s respectiv. Unda longitudinală incidentă (P) face cu normala în punctul de incidență unghiul i . De asemenea să considerăm că mediul superior este caracterizat prin viteza undelor longitudinale v_{p1} , viteza undelor transversale v_{s1} și densitatea δ_1 , iar mediul inferior este caracterizat prin viteza undelor longitudinale v_{p2} , viteza undelor transversale v_{s2} și densitatea δ_2 .

Fie relațiile dintre valorile celor patru viteze de propagare a undelor elastice reprezentate de șirul de inegalități de mai jos

$$v_{p2} > v_{p1} > v_{s2} > v_{s1}. \quad (120)$$

Dacă se aplică undelor respective (v. și fig. 31) legea lui Snell, se obține

$$\frac{v_{p1}}{\sin i} = \frac{v_{p1}}{\sin r_p} = \frac{v_{s1}}{\sin r_s} = \frac{v_{p2}}{\sin R_p} = \frac{v_{s2}}{\sin R_s}. \quad (121)$$

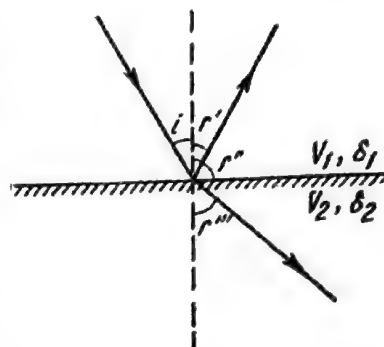
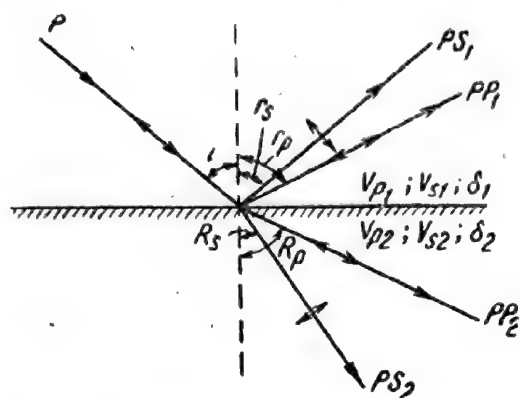


Fig. 30. Devierea undelor elastice la incidența cu o limită de separație.

(Este de remarcat că șirul de egalități de mai sus este egal mai departe cu v^* , care poartă numele de *viteză aparentă*.)

Din relațiile (121) se pot deduce valorile unghiurilor pe care le fac cele patru unde derivate în raport cu normala la limita de separație, în funcție de unghiul de incidență, și anume:



a) Unghiul de reflexie r_p al unei longitudinale reflectate PP_1 este egal cu unghiul de incidență i al unei incidente longitudinale P . Acest lucru reiese din relația (121), dacă scriem numai egalitatea

$$\frac{v_{p1}}{\sin i} = \frac{v_{p1}}{\sin r_p}, \quad (122)$$

din care rezultă imediat

$$\sin r_p = \sin i, \quad (123)$$

respectiv,

$$r_p = i. \quad (124)$$

Fig. 31. Reflexia și refracția unei unde incidente longitudinale.

b) Unghiul de reflexie r_s al unei transversale reflectate PS_1 este mai mic decât unghiul de incidență i al unei incidente longitudinale P . Acest lucru apare clar din relația (121) dacă scriem numai egalitatea

$$\frac{v_{p1}}{\sin i} = \frac{v_{s1}}{\sin r_s}, \quad (125)$$

de unde

$$\sin r_s = \frac{v_{s1}}{v_{p1}} \cdot \sin i. \quad (126)$$

Cum însă $v_{s1} < v_{p1}$, raportul din membrul al doilea al relației (126) va fi subunitar și deci vom avea

$$\sin r_s < \sin i, \quad (127)$$

respectiv

$$r_s < i. \quad (128)$$

c) Unghiul de refracție R_p al unei longitudinale refractate PP_2 este mai mare decât unghiul de incidență i al unei incidente longitudinale P . Acest lucru reiese din relația (121) dacă scriem numai egalitatea

$$\frac{v_{p1}}{\sin i} = \frac{v_{p2}}{\sin R_p}, \quad (129)$$

de unde rezultă

$$\sin R_p = \frac{v_{p2}}{v_{p1}} \cdot \sin i. \quad (130)$$

Cum $v_{p2} > v_{p1}$, raportul din membrul al doilea al relației (130) va fi supra-unitar și dacă vom avea

$$\sin R_p > \sin i, \quad (131)$$

respectiv

$$R_p > i. \quad (132)$$

d) Unghiul de refracție R_s al unde transversale refractate PS_2 este mai mic decât unghiul de incidență i al unde incidente longitudinale P . Acest lucru reiese din relația (121), dacă scriem numai egalitatea

$$\frac{v_{p1}}{\sin i} = \frac{v_{s2}}{\sin R_s}, \quad (133)$$

din care rezultă imediat

$$\sin R_s = \frac{v_{s2}}{v_{p1}} \cdot \sin i. \quad (134)$$

Cum însă $v_{s2} < v_{p1}$, raportul din membrul al doilea al relației (134) va fi subunitar, așa încît vom avea

$$\sin R_s < \sin i, \quad (135)$$

respectiv

$$R_s < i. \quad (136)$$

Un raționament identic poate fi făcut și pentru cazul în care unda incidentă este o undă transversală.

Dintre toate felurile de unde elastice, în prospecțiunea seismometrică nu sînt folosite ca unde utile decât cele longitudinale, aparatura fiind construită numai pentru înregistrarea acestora. Pentru aceasta, la prezentarea metodelor de prospecțiune seismometrică vom folosi numai unda longitudinală incidentă, unda longitudinală reflectată și unda longitudinală refractată (în cazul particular al reflexiei totale). Celelalte unde, transversale și de suprafață (R a y l e i g h și L o v e), sînt folosite împreună și cu cele longitudinale numai în studiile seismologice, astfel încît interesul lor este secundar din punctul de vedere al prospecțiunii seismometrice.

CAPITOLUL IX

VITEZA DE PROPAGARE A UNDELOR ELASTICE ÎN ROCI ȘI FORMAȚIUNI GEOLOGICE

S-a precizat deja mai înainte că parametrul fizic care intervine în prospecțiunea seismometrică și din a cărui cauză soluția dimensională a problemei nu este univocă este viteza de propagare a undelor elastice, care se notează cu v . De asemenea s-a arătat că viteza de propagare a undelor elastice într-un mediu oarecare este în directă dependență de proprietățile elastice ale acestuia.

Ceea ce va caracteriza rocile și formațiunile geologice din punctul de vedere al aplicabilității prospecțiunii seismometrice va fi deci viteza de propagare a undelor elastice prin acestea. Este deci de prim interes ca acest parametru fizic să fie cât mai bine cunoscut, pentru a se putea asigura succesul prospecțiunii seismometrice.

1. METODE DE DETERMINARE A VITEZEI DE PROPAGARE A UNDELOR ELASTICE

Pentru cunoașterea valorilor vitezei de propagare a undelor elastice prin diferite roci sau formațiuni geologice există mai multe metode de determinare. Acestea sînt:

1.1. Determinarea vitezei de propagare a undelor elastice prin încercări de laborator pe baza probelor de rocă. Această metodă poate fi folosită la rocile care au un suficient grad de consolidare, pentru a putea fi tăiate în probe cilindrice.

Aplicarea ei se poate face pe două căi, și anume:

a) *Procedeul static*, folosind presiuni. Metoda constă în a determina modulul de elasticitate E și coeficientul lui P o i s s o n ν , prin aplicarea unei presiuni cunoscute asupra probei cilindrice de rocă.

Determinarea modulului de elasticitate se face pe baza relației generale (104), valabilă pentru o probă de dimensiuni oarecare și o forță oarecare:

$$E = \frac{l}{\Delta l} \cdot \frac{F}{s}, \quad (137)$$

iar a coeficientului lui P o i s s o n pe baza relației (106) deja cunoscute. Acești doi parametri elastici sînt suficienți pentru determinarea celorlalți și împreună cu densitatea pentru determinarea în final a vitezei de propagare a undelor elastice.

Tabelul 8

Tipul rocii	$E \times 10^{11}$	v (m/s)	Tipul rocii	$E \times 10^{11}$	v (m/s)
<i>Roci sedimentare</i>			<i>Roci eruptive</i>		
Gresii	0,80—1,80	2 100—3 000	Granite	3,71—7,50	4 100—6 000
Argile compacte	1,37—1,80	2 700—3 000	Sienite nefeli-		
Marne compacte	1,23—5,47	2 560—5 120	linice	6,29	5 300
Calcare	1,93—7,25	3 560—5 800	Essexite	6,71	5 400
<i>Roci metamorfice</i>			Anortozite	8,25	5 900
Gneisse	4,50	4 700	Norite	8,82	6 200
Șisturi cloritoase	7,00	5 400	Gabbrouri	10,20—12,00	6 700—7 300
Calcare cristaline	6,12—9,90	5 300—6 600	Dunite	16,40—17,50	7 900—8 400
Cuarțite	7,34	5 800	Diabaze	7,64—11,40	5 800—7 100
Grauwacke	7,60	5 900	Obsidianuri	4,82	4 200
			Pechstejne	5,64	5 300
			Bazalte	5,68—10,15	4 900—6 400

În tabelul 8 sînt date valori numerice ale modulului de elasticitate și ale vitezei pentru cele mai importante tipuri de roci, stabilite prin procedeul static.

b) *Procedeul dinamic*, folosind vibrații. La acest procedeu, proba cilindrică este fixată la mijlocul lunginii ei și antrenată să vibreze orizontal prin aplicarea unei forțe de impuls la unul din capetele ei. Impulsurile sînt de frecvență continuu variabilă, pînă cînd se obține amplitudinea maximă a vibrațiilor probei cilindrice. În acest moment, frecvența de rezonanță a probei poate fi considerată practic egală cu frecvența naturală a ei.

Viteza de propagare a undelor elastice prin roca din care este tăiată proba cilindrică este dată de relația

$$v = l \cdot n, \quad (138)$$

în care l este lungimea probei și n frecvența naturală a ei.

1.2. Determinarea vitezei de propagare a undelor elastice prin măsurători seismometrice. Din această categorie fac parte multe metode bazate pe reflexia sau refracția undelor elastice la limitele de separație din subsol. Deoarece este prematur de a le descrie înainte de cunoașterea metodelor de prospecțiune seismometrică pe care se bazează, ele vor fi prezentate împreună cu aceste metode în capitolele următoare.

Ceea ce este important din capul locului de precizat este că metodele de determinare a vitezei din această categorie sînt singurele care dau rezultate bune în cazul rocilor neconsolidate sau friabile. În afară de aceasta mai prezintă marele avantaj că furnizează valori medii ale vitezei de propagare pe pachete de roci, ceea ce de asemenea este deosebit de important. Din aceste motive și avînd în vedere larga aplicabilitate a prospecțiunii seismometrice în problemele geologice legate de roci sedimentare, aceste metode de determinare a vitezei sînt metodele de bază folosite în practica prospecțiunii seismometrice, valorile obținute prin metodele prezentate anterior avînd doar un caracter comparativ.

În tabelul 9 de mai jos dăm limitele între care variază viteza de propagare a undelor elastice pentru principalele tipuri de roci, apă și aer, adică mediile în care are loc propagarea undelor elastice în practica prospecțiunii seismometrice.

Tabelul 9

<i>R o c a</i>	v (m/s)	<i>R o c a</i>	v (m/s)
Aer	330	Șist argilos	3 000—5 000
Nisip uscat, loess, soluri	300— 800	Sare în diapire de sare	4 500—5 500
Nisip umed	1 000—1 300	Calcare	4 000—6 000
Apă	1 400	Dolomite	4 000—6 000
Nisip, marnă	1 600—1 900	Anhidrite	5 000—6 000
Argilă terțiară	2 000—2 200	Șisturi cristaline	4 000—6 000
Marnă slab consolidată	2 100—2 600	Granite și alte roci	5 000—6 000
Gresie mezozoică	2 200—3 000	intrusive	
Marnă și argilă consolidată	2 600—4 500		

Valorile vitezei de propagare a undelor elastice înscrise în tabelul 9 și care au un caracter general conturează domeniile în care sînt cuprinse vitezele principalelor roci din natură care intră în constituția formațiunilor geologice, precum și valorile contrastelor de viteză care sînt de așteptat în diversele situații geologice din natură.

2. FACTORI DE VARIABILITATE A VITEZEI DE PROPAGARE A UNDELOR ELASTICE

Marea diversitate a situațiilor în care se pot găsi rocile și formațiunile geologice din natură face ca în unele cazuri, chiar aceeași rocă cu un conținut mineralogic definit, să prezinte o viteză de propagare a undelor elastice diferită.

Printre factorii cei mai importanți care produc variația vitezei de propagare a undelor elastice notăm următorii:

2.1. Porozitatea. Porozitatea rocii sau formațiunii geologice prin care se propagă undele elastice este unul din factorii cei mai importanți pentru fixarea valorii vitezei de propagare a acestora. Viteza de propagare a undelor elastice scade în valoare pe măsură ce crește porozitatea mediului. Relația de interdependență între aceste mărimi a fost stabilită de *Willie* și colaboratori¹ sub forma

$$\frac{1}{v} = \frac{1-p}{v_m} + \frac{p}{v_l}, \quad (139)$$

în care v este viteza în roca respectivă, v_m viteza în elementele minerale ale rocii și v_l viteza în fluidul care ocupă spațiul lacunar al rocii, iar p este porozitatea.

În literatura de specialitate există și alte relații de legătură între viteza de propagare a undelor elastice și unii parametri elastici, a căror valoare este influențată direct de porozitate. Ca un exemplu cităm relația dată de *Nafe* și *Drake*² sub forma

$$\frac{1}{K} = \frac{1-p}{K_m} + \frac{p}{K_l}, \quad (140)$$

în care K este modulul de compresiune al rocii respective, K_m și K_l modulele de compresiune a elementelor minerale ale rocii, respectiv a fluidului care ocupă spațiul lacunar, iar p este porozitatea.

Porozitatea are o influență foarte mare asupra vitezei de propagare a undelor elastice. *Hicks* și *Berry*³ citează o variație de 60% în valoarea vitezei de propagare atunci cînd porozitatea crește de la 3% la 30%.

¹ M.R. Willie, A.R. Geogory and L.W. Gardner, *Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media*, Geophysics, XXI, 1, 1956.

² J.E. Nafe and L.C. Drake, *Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and velocities of compressional and shear waves*, Geophysics, XXII 3, 1957.

³ W. G. Hicks and J.E. Berry, *Fluid saturation of rocks from velocity logs*, Geophysics, XXI, 3, 1956.

2.2. Adîncimea la care se găsesc rocile în subsol. Datorită presiunii litostatice care crește în valoare cu adîncimea, viteza de propagare a undelor elastice în subsol apare ca o funcție crescătoare de adîncime. Acest lucru apare clar din datele pe care le prezentăm în tabelul 10 pentru formațiuni geologice din S. U. A.

Tabelul 10

Formațiunea	Adîncimea		
	< 600 m	600—900 m	900—1 200 m
Pliocen-Oligocen	2 000	2 200	2 500
Eocen	2 200	2 700	3 100
Cretacic	2 300	2 800	3 300
Permian	2 600	3 300	—
Devonian	4 100	4 100	4 100

Un alt exemplu concludent în acest sens este reprodus în tabelul 11, pentru roci ale Cretacicului superior din Germania de Nord.

Tabelul 11

Formațiunea	Adîncimea				
	< 50 m	50—150 m	150—400 m	400—750 m	750—1200 m
Cretacic superior	2 000—2 100	2 100—2 500	2 500—2 700	3 000—4 300	4 500—4 800

Se poate constata cu ușurință din tabelele 10 și 11 că adîncimea este un factor foarte important pentru valoarea vitezei de propagare a undelor elastice, care acționează cu atît mai mult, cu cît roca sau formațiunea geologică respectivă este mai puțin consolidată la adîncimi mici.

2.3. Anizotropia rocilor sedimentare și șistuoase. În general, în natură sînt foarte rare cazurile în care roci sau formațiuni geologice să poată fi considerate în mod satisfăcător ca omogene și izotrope. Marea majoritate a rocilor sedimentare și șistuoase sînt anizotrope din punct de vedere elastic, proprietățile lor elastice și respectiv viteza de propagare a undelor elastice variînd după orientarea direcției care sînt luate în considerare. Aceasta din cauza varietății tipurilor de roci care intră în constituția coloanei sedimentare, a intercalațiilor, a proceselor de sedimentare ritmică etc.

Anizotropia proprietăților elastice poate atinge, de la caz la caz, valori mari, așa cum se poate constata din tabelele 12 și 13, în care sînt reproduse valorile vitezei de propagare a undelor elastice pe direcțiile paralelă și perpendiculară la șistuoșitate sau stratificație, atît pe bază de încercări de laborator (tabelul 12) cît și pe bază de măsurători seismometrice (tabelul 13).

Tabelul 12

<i>Felul rocii</i>	$E \times 10^{11} \parallel$	$E \times 10^{11} \perp$	$v \parallel$	$v \perp$
Gneiss	3,52	1,30		
Șist argilos	8 44	3,74		
Șist argilos (carbonifer)	1,20	0,30	2 500	1 800
	2,90	1,10	3 700	2 300
	2,70	1,30	3 700	2 550
Gresie (carbonifer)	1,40	1,30	2 700	2 600

Tabelul 13

<i>Felul rocii și vîrsta</i>	$v \parallel$	$v \perp$
Strate roșii (Triasic)	3 780	2 950
Strate roșii (Permian)	4 850	3 940
Sare (Permian)	5 500	4 250
Sare, anhidrit, calcar	6 060	4 600
Calcar	6 700	4 900
Calcar (Paleogen inferior)	5 310	4 100

Este clar, că la rocile cu stratificație sau șistuoșitate accentuată, scăderea valorii vitezei de propagare a undelor elastice, pe direcția perpendiculară la șistuoșitate față de cea pe direcția paralelă la ea, poate atinge și chiar depăși 20—30% din valoarea totală a vitezei.

2.4. Alterarea și conținutul în apă. Rocile alterate, datorită transformărilor fizico-chimice pe care le suportă sub acțiunea agenților externi, prezintă în general o viteză de propagare a undelor elastice mai mică decît roca vie din care provin.

Un factor de asemenea important care produce variații ale vitezei de propagare a undelor elastice este umiditatea. În general, rocile cu conținut de apă prezintă o viteză diferită față de aceleași roci uscate. Prezența apei în roci influențează valorile vitezei de la caz la caz, și anume: la rocile friabile, cum sînt nisipurile și argilele, și care au o viteză de propagare a undelor elastice mai mică decît a apei, conținutul în apă cauzează o creștere a vitezei, în timp ce la rocile compacte, cu valori mari ale vitezei, conținutul în apă cauzează o descreștere a vitezei¹.

Avînd în vedere cele de mai sus, este clară importanța care trebuie dată condițiilor fizico-geologice caracteristice fiecărei regiuni în parte care tre-

¹ Hicks și Berry (*op. cit.*) au arătat că dacă saturația în fluid a rocii poroase este cu hidrocarburi lichide în loc de apă, viteza de propagare a undelor elastice în roca respectivă scade cu 15—20%; dacă spațiul porilor rocii este umplut cu aer, valoarea vitezei scade cu un procent și mai mare.

buie prospectată seismometric. Pentru acest motiv, valorile vitezei de propagare a undelor elastice obținute pe probe de laborator nu pot fi reprezentative pentru rocile în condiții de zăcămint din regiunea respectivă și este indicat, așa cum s-a precizat deja mai sus, să se folosească valorile vitezei determinate prin măsurători seismometrice în care este reflectată influența factorilor de mai sus.

3. VALORI MEDII ALE VITEZEI DE PROPAGARE A UNDELOR ELASTICE PE TERITORIUL R.P.R.

În cele de mai jos dăm câteva valori medii ale vitezei de propagare a undelor elastice pe teritoriul țării noastre, pentru precizarea ordinului de mărime în diverse regiuni și pentru diferite formațiuni geologice. Aceasta va permite, pe de o parte, conturarea posibilităților de prospectare seismometrică (prin valoarea contrastelor de viteză) care există în țara noastră și, pe de altă parte, înțelegerea unor exemple care vor fi date cu ocazia prezentării interpretării geologice a rezultatelor prospecțiunii seismometrice.

3.1. Valori ale vitezei determinate prin prospecțiuni seismometrice:

Zona premuntoasă din Muntenia și Oltenia:

Terțiar: 1 700—2 400 m/s

Cretacic: 3 000—3 500 m/s

Fundament paleozoic: peste 5 000 m/s

Moldova:

Terțiar: 2 200 m/s

Tortonian cu sare: 5 500 m/s

Bazinul Panonic:

Terțiar: 2 000 m/s

Fundament (mezozoic + paleozoic): 5 500 m/s

3.2. Valori ale vitezei determinate prin seismocarotaje

În regiunea petroliferă din Muntenia, unde, pe de o parte, au fost efectuate intense prospecțiuni seismometrice pentru descoperirea de structuri petrolifere și, pe de altă parte, existența a multor sonde a permis efectuarea de seismocarotaje, au putut fi determinate valori ale vitezei de propagare a undelor elastice diferențiate pe etajele geologice ale *Pliocenului*, obținându-se datele de mai jos:

Levantin: 2 130 m/s

Dacian superior: 2 400 m/s

Dacian inferior: 2 580 m/s

Ponțian: 2 840 m/s

Meoșian: 2 800 m/s

Tot pentru zona petroliferă din Muntenia, datorită acelorași rațiuni de mai sus, s-a putut stabili analitic legea de variație a vitezei de propagare a undelor elastice cu adâncimea, care are forma:

$$v_z = 1\,700 + 0,29.z \quad (\text{m/s}), \quad (141)$$

în care z reprezintă adâncimea punctului în care este considerată viteza v_z .

Cele de mai sus arată importanța care trebuie acordată valorilor pe care le folosim pentru viteza de propagare a undelor elastice în prospecțiunea seismometrică, care trebuie determinate printr-un studiu complex, condus cu multă atenție și care să țină cont de realitățile fizico-geologice ale regiunii de prospectat.

CAPITOLUL X

FENOMENE ELECTRICE NATURALE ȘI PROVOCATE

La baza metodelor de prospecțiune electrometrică și de carotaj electric stau diverse fenomene electrice, atât naturale cât și provocate.

Unele dintre aceste metode, cum ar fi, de exemplu, prospecțiunea sau carotajul potențialului natural, prospecțiunea telurică și cea magneto-telurică, se bazează pe fenomene electrice naturale.

Alte metode, cum ar fi, de exemplu, prospecțiunea și carotajul potențialului provocat, se bazează pe fenomene electrice provocate în urma excitării rocilor din subsol sub acțiunea unei diferențe de potențial convenabil aplicată acestora.

În sfârșit, restul metodelor de prospecțiune electrometrică și carotaj electric, care de altfel reprezintă și volumul cel mai mare în aplicarea acestor metode, se bazează pe studiul propagării curenților electrici (continuu și alternativ) în subsol și a distorsiunilor care apar în propagarea lor, datorită neomogenității proprietăților electrice în funcție de condițiile specifice ale structurii geologice.

1. ACTIVITATEA ELECTROCHIMICĂ NATURALĂ

Se înțelege prin activitate electrochimică naturală totalitatea fenomenelor care au loc în natură în anumite condiții specifice de zăcămint ale rocilor sau mineralelor, în urma cărora în spațiul înconjurător acestora din

subsol apare un câmp electric propriu. După D a h n o v (1951) există trei tipuri principale de fenomene, în urma cărora apar potențiale electrice naturale, și anume:

1.1. **Oxidarea și reducerea.** Prin oxidare, roca sau mineralul pierde o cantitate de electroni, prezentînd o sarcină electrică pozitivă; prin reducere, fenomenul are loc invers, roca sau mineralul prezentînd o sarcină electrică negativă.

Potențiale electrice de oxidare și de reducere apar îndeosebi la zăcăminte de sulfuri metalice (îndeosebi pirită), oxizi (magnetit, hematit etc.), cărbuni de pământ (cărbuni slabi, huilă, antracit) grafit și șisturi grafitoase.

Apariția potențialelor electrice naturale prin oxidare și reducere este sugestiv ilustrată în figurile 32 și 33. Deasupra nivelului hidrostatic, datorită apei care este bogată în oxigen, se produce oxidarea zăcămintului; sub nivelul hidrostatic, lipsa oxigenului antrenat de apele de circulație superficiale nu mai provoacă oxidarea zăcămintului, acesta suportînd un fenomen de reducere (cimentare). Datorită acestui fenomen, zăcămintul ia funcțiunea unei pile electrice, cu un pol pozitiv la partea superioară și un pol negativ la cea inferioară a lui. Apariția polarității zăcămintului face să se nască un curent electric care, pe de o parte, circulă între capetele acestuia prin mediul înconjurător și, pe de altă parte, prin interiorul lui. În modul acesta, la suprafața solului și deasupra zăcămintului apare o zonă de poten-

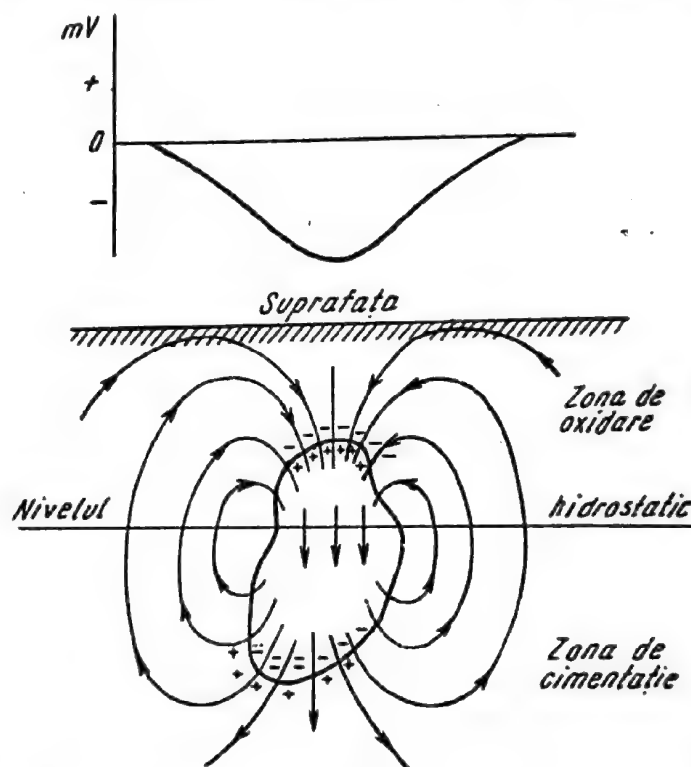


Fig. 32. Apariția potențialului electric natural prin oxidare și reducere în cazul unui zăcămint metallic

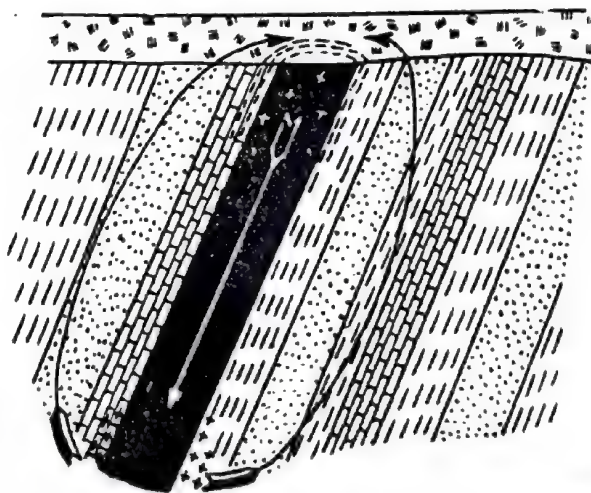


Fig. 33. Circulația curentului electric datorită potențialului natural în interiorul unui zăcămint

țial electric negativ, care poate fi pusă în evidență prin prospecțiune electrometrică.

Nu orice zăcămint din categoria celor indicate mai sus este în măsură să aibă legat de el un potențial electric natural. Pentru ca să apară potențiale electrice naturale, este necesar ca zăcămintele să îndeplinească următoarele condiții:

- să fie constituit dintr-un minereu bun conducător de electricitate (cu conductibilitate electronică);
- să aibă continuitate, adică particulele minerale să se atingă între ele;
- partea superioară a zăcămintului să se găsească deasupra nivelului hidrostatic al regiunii;
- minereul din care este constituit zăcămintul să fie oxidabil.

Dacă toate aceste condiții sînt satisfăcute, zăcămintele pot prezenta fenomene de oxidare și de reducere însoțite de apariția unor potențiale electrice naturale, care să fie cartabile prin prospecțiunea electrometrică sub formă de anomalii, cu intensitate de 0,1 pînă la 1,5 V, și chiar mai mult. Sînt însă cazuri în care unele zăcămintele îndeplinesc în parte aceste condiții, fără însă a prezenta potențiale electrice naturale, datorită unor condiții geologice sau climatice specific locale. Așa este cazul:

- zăcămintelor de tipul filon-strat suborizontale, la care fenomenul de oxidare are loc pentru întreg zăcămintul;
- zăcămintelor acoperite de formațiuni impermeabile, care împiedică circulația apelor sau aerarea părților superioare a lor;
- zăcămintelor izolate de suprafața solului printr-un pachet de roci cu rezistivitate specifică foarte mare.

1.2. Difuziunea și adsorbția. Potențiale electrice de difuziune iau naștere în cazul în care există o diferență de concentrație și compoziție chimică a sărurilor dizolvate în apele, din diversele zone permeabile din subsol, care vin în contact. În acest caz, ionii din soluția mai concentrată difuzează în soluția cu concentrație mai mică în săruri, în urma cărui fenomen ia naștere o diferență de potențial electric între zonele de strate permeabile care conțin cele două soluții.

În natură, soluțiile mineralizate nu sînt libere, ci ocupă spațiul liber din porii rocilor (spațiul *lacunar*). În acest spațiu din rocă mai există însă și particule fine de rocă care se găsesc de asemenea libere. În aceste condiții apare un fenomen secundar de adsorbție a ionilor de către particulele fin disperse ale rocii. Datorită existenței unor potențiale electrice de adsorbție, potențialul electric de difuziune este modificat ca valoare și uneori și ca sens.

Astfel, deși în general potențialele electrice de difuziune sînt mai mari în valoare, potențialele naturale care apar în condiții de difuziune și adsorbție în natură nu sînt comandate întotdeauna ca sens de către acestea.

1.3. Filtrarea și ascensiunea soluțiilor mineralizate prin capilaritate. La filtrarea soluțiilor cu concentrație diferită în săruri minerale apar potențiale electrice naturale, a căror valoare este funcție de porozitatea rocilor, gradul lor de penetrabilitate, precum și de structura spațiului liber format de porii acestora.

Filtrarea are loc în general prin migrarea apelor sub presiune, către interiorul subsolului. Între acestea intră apele meteorice (provenite din precipitații) de-a lungul faliilor sau prin roci permeabile (gresii alterate, nisipuri etc.) sau a apelor de circulație de la partea superioară a scoarței prin roci permeabile sau calcare diaclazate, cu fenomene de carst etc. Potențiale electrice de filtrare apar în toate zonele de filtrare intensă a apelor de suprafață sau subterane și sînt folosite în prospecțiunea electrometrică, îndeosebi pentru determinarea zonelor de carst în calcare. De asemenea, potențiale electrice de filtrare mai apar în zonele de culminații topografice (mameloeane, dealuri etc.).

Potențialele electrice de filtrare sînt negative și nu depășesc, în general, în intensitate cîteva sute de milivolți.

Există și cazuri în care apele subterane au o circulație din adîncime către suprafață, datorită fenomenului de capilaritate care are loc fie datorită granulației elementelor minerale, fie datorită unei diaclazări fine a masei rocii. În aceste cazuri apar potențiale electrice pozitive care pot depăși în valoare 1 000 mV.

Acestea sînt cele trei categorii de fenomene care dau naștere la potențialele electrice naturale¹ folosite în prospecțiunea electrometrică.

Activitatea electrochimică naturală este folosită de asemenea și în carotajul electric. În acest caz, potențialele electrice naturale care apar în gaura de sondă sînt datorite fenomenelor de difuziune-adsorbție și de filtrare. Astfel de potențiale electrice naturale iau naștere din cauza mișcării libere a lichidelor între gaura de sondă și stratificație (prin invadarea noroiului de foraj în stratificație sau a apelor din stratificație în gaura de sondă, în funcție de raportul dintre presiunea hidrostatică a noroiului de foraj la nivelul respectiv și presiunea din stratificație) — *potențiale de electro-filtrare* și din cauza diferenței de concentrație a lichidelor, respectiv noroiul de foraj și fluidul din stratificație — *electropotențiale de difuzie*.

Apariția potențialelor electrice naturale în găurile de sondă sînt legate de stratele cu porozitate mare.

2. CÎMPUL TELURIC

Curenții telurici sînt curenți electrice naturali care circulă prin pătura superioară a litosferei, produși de diferite procese chimice sau fizice care au loc în litosferă și atmosferă. Originea acestor curenți electrice nu este încă suficient de cunoscută și în orice caz este complexă. Se consideră în momentul de față că la apariția curenților telurici contribuie următoarele cauze:

— variațiile în timp ale cîmpului geomagnetic de origine externă, datorită cărora se induc în litosferă curenți electrice;

¹ Potențiale electrice mai apar pe cale naturală și pe traectul conductelor metalice îngropate, îndeosebi la îmbinările cep-mufă, datorită fenomenului de coroziune. Acestea dau naștere unor curenți de coroziune care circulă prin pămînt și care de asemenea pot fi puși în evidență printr-un procedeu analog celui folosit în metoda potențialului natural. Aceasta, fiind o problemă tehnică, și nu geologică, depășește cadrul acestui curs, astfel încît nu va fi tratată.

- transportul de particule cu sarcină electrică din atmosferă la sol, prin curenții de aer sau precipitații;
- fenomene termoelectrice;
- procese electrochimice și de electrofiltrare în rocile din pătura superioară a litosferei;
- fenomene de polarizație naturală a unor zăcăminte minerale;
- vibrațiile suprafeței pământului datorită curenților de aer și a vînturilor etc.

Este neîndoielnic că dintre toate cauzele enumerate mai sus cea mai importantă este prima. Variațiile de ionizare a păturilor superioare ale atmosferei, ca urmare a radiațiilor solare, dă naștere unui cîmp electromagnetic variabil. Acesta induce în pământ curenți electrici variabili, care au legați de ei partea externă a cîmpului geomagnetic variabilă în timp și care, la rîndul ei, induce în pământ curenți electrici variabili. Suma acestor curenți electrici reprezintă partea cea mai importantă a curenților telurici.

Legătura dintre originea curenților telurici și fenomenele legate de activitatea solară este pusă în evidență de faptul că, întocmai ca și cîmpul geomagnetic, ei prezintă furtuni telurice în același timp cu furtunile magnetice, variații de intensitate la trecerea pământului prin meridianul petelor solare etc., și că în general curenții telurici au variații periodice în timp care corespund variațiilor periodice ale cîmpului geomagnetic. Variațiile periodice în timp ale curenților telurici puse pînă în prezent în evidență au următoarele perioade:

- 11 ani, corespunzătoare variației seculare de origine externă a cîmpului geomagnetic;
- 27 zile, corespunzătoare rotației medii a Soarelui în jurul axei sale și perioadei la care apar furtunile cîmpului geomagnetic cu frecvența cea mai mare;
- 24 ore, corespunzătoare variației diurne a cîmpului geomagnetic;
- 10—30 s sub formă de pulsații.

Variațiile în timp ale curenților telurici cu perioadă scurtă sub formă de pulsații sînt cele care se folosesc în prospecțiunea electrometrică prin metoda curenților telurici.

În fapt, curenții telurici pot fi considerați ca niște curenți electrici cu o origine foarte îndepărtată, aceasta datorită faptului că ei circulă în interiorul litosferei pînă la adîncimi foarte mari. Amănuntul acesta prezintă o importanță deosebită, deoarece, din punct de vedere teoretic, adîncimea de investigație a acestei metode va fi de asemenea foarte mare. Pentru aceasta, dintre toate metodele de prospecțiune electrometrică, metoda curenților telurici este singura care poate fi aplicată la rezolvarea problemelor de geologie structurală regională.

Prin natura sa, cîmpul teluric este un cîmp electromagnetic cu frecvență mică și lungime de undă mare. .

3. ACTIVITATEA ELECTROCHIMICĂ PROVOCATĂ

Activitatea electrochimică provocată mai poartă numele și de *polarizare indusă*. Ideea folosirii acestui fenomen aparține școlii franceze de electro-metrie și îndeosebi lui Schlumberger; contribuții importante au adus cercetătorii din S.U.A. (Brant, Vacquier etc.) și îndeosebi cei din U.R.S.S. (Potapenko, Dahnov, Latișova, Hiaplov, etc.).

În principiu, acest fenomen constă în următoarele: În general, orice rocă reprezintă un agregat constituit din particule metalice (combinații ale metalelor sau chiar metale native), cu conductibilitate electronică, din particule de silicați cu conductibilitate foarte mică sau care se comportă chiar ca dielec-trici și din spațiul lacunar (porii rocii) umplut cu soluții mineralizate, care au conductibilitate electrolitică.

Cercetările au stabilit pînă în prezent că, dacă unei roci i se aplică o diferență de potențial electric, apar două serii de fenomene importante, și anume:

3.1. Fenomene care apar la suprafața de separație dintre un mediu cu conductibilitate electronică și un mediu cu conductibilitate electrolitică. Brant a arătat că dacă o particulă se găsește într-o soluție care conține ioni metalici, ca urmare a trecerii curentului electric prin această particulă se formează pe suprafața interioară a acesteia un strat electric simplu — negativ în zona de intrare a curentului și pozitiv în zona de ieșire a lui, care va atrage din soluție ioni liberi de semn contrar. În modul acesta se vor constitui, în cele două zone ale suprafeței particulei metalice, două strate electrice duble cu polaritate opusă.

La întreruperea curentului electric aplicat, aceste strate duble se distrug. Sarcinile din interiorul particulei dispar neutralizîndu-se reciproc. Sarcinile ionilor concentrați pe cele două fețe opuse ale particulei dau acesteia caracterul unui mic condensator care se descarcă.

Descărcarea simultană a tuturor acestor mici condensatori în masa rocii la întreruperea curentului electric reprezintă tocmai polarizația indusă care dispare în timp prin redistribuirea uniformă a ionilor în soluție.

Pe de altă parte, Bleil a arătat că dacă se folosește un curent pulsant, cu o constantă de timp cuprinsă între cîteva sutimi de secundă și cîteva secunde, scăderea sau descărcarea potențialului provocat are forma arătată în figura 34.

3.2. Fenomene care se localizează la suprafața de contact a porilor rocii cu soluția care îmbibă roca sau care circulă prin ea. Un fenomen asemănător apare și în cazul în care roca nu conține particule metalice, însă are silicați alterați. Se știe că prin alterare silicații se transformă în argile, care au o porozitate relativ mare. Vacquier și Bleil au arătat că potențiale provocate

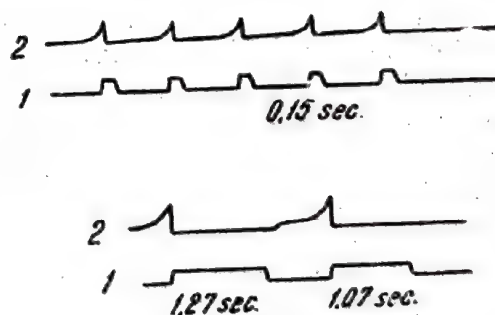


Fig. 34. Variația potențialului provocat pentru curent pulsant, cu diferite constante de timp.

apar și în roci fără particule metalice, dacă roca este permeabilă, conține puțină argilă și în porii ei este prezentă o soluție mineralizată.

O explicație valoroasă a apariției potențialelor provocate la astfel de roci a fost dată de Dahnov. După acest cercetător, o rocă, din punct de vedere electric, poate fi asimilată cu un fascicul capilar plin cu un electrolit. Când este aplicat un câmp electric, roca nu rămâne neutră din punct de vedere electric, ci se produce un fenomen de electroosmoză care conduce la deplasarea lichidului interstițial (soluția mineralizată, sau, cum a fost numită mai sus, electrolitul). În momentul în care curentul electric încetează de a mai circula prin rocă, restabilirea echilibrului lichidului cauzează apariția unei diferențe de potențial electric care reprezintă tocmai potențialul provocat.

În stadiul actual al cunoștințelor, acestea sînt explicațiile mai importante care se dau apariției potențialelor provocate. După cum se poate constata din cele de mai sus, acest fenomen are loc atît la rocile care conțin particule metalice cît și la rocile care nu conțin astfel de particule, însă au argile cu porozitate mare.

Prima categorie de roci constituie obiectul prospecțiunii electrometrice prin metoda potențialului provocat. Cum intensitatea potențialului provocat este funcție directă de suma totală a suprafețelor de separație dintre particulele metalice și masa rocii, această metodă este eficientă la zăcămintele metalifere cu diseminare mare și fină, în general zăcămintele sărace, pentru care alte metode geofizice de prospecțiune nu dau rezultate (zăcămintele disperse în roci eruptive sau cristaline, aluviuni, zăcămintele de concentrare mecanică în sedimente etc.). A doua categorie de roci, reprezentînd roci sedimentare, face obiectul metodei de carotaj electrolitic sau carotaj al potențialului provocat.

4. PROPAGAREA CURENȚILOR ELECTRICI ÎN SUBSOL ȘI FENOMENELE CARE O ÎNSOȚESC

După cum s-a precizat la începutul acestui capitol, majoritatea metodelor de prospecțiune electrometrică și carotaj electric se bazează pe fenomenele care însoțesc propagarea curenților electrici prin subsol, ca urmare a proprietăților electrice diferențiate ale rocilor care constituie structura geologică.

În cele ce urmează vom căuta să prezentăm într-un mod cît mai unitar legile fundamentale, mărimile fizice și unitățile de măsură folosite în metodele de prospecțiune electrometrică sau carotaj electric care se bazează pe propagarea acestora. Dat fiind numărul mare și multipla varietate a acestor metode, precum și faptul că permanent apar metode sau variante noi ale acestora, vor fi reamintite sau formulate aici numai elementele principale, cu caracter general, urmînd ca anumite completări și detalii specifice să fie precizate o dată cu descrierea fiecărei metode în parte.

Așa cum s-a indicat, unele metode de prospecțiune electrometrică și de carotaj electric folosesc curent continuu sau curent alternativ introdus în subsol. Cum producerea și propagarea prin diverse medii a acestor două tipuri de curent electric este complet diferită și de asemenea diferite sînt

și formele de reflectare ale condițiilor geoelectrice din subsol în diversele mărimi fizice care se determină la aceste metode, ne vom referi pe rând la fiecare în parte.

Vom distinge astfel:

4.1. Curentul electric continuu. După cum se știe, curenții continui sînt curenți electrici care apar datorită unei diferențe de potențial electric ΔV , constantă ca valoare în timp.

Trecerea sau propagarea curenților electrici printr-un mediu oarecare este caracterizată prin *conductibilitatea electrică specifică* a acestuia. Aceasta este proprietatea fizică fundamentală a mediilor și reprezintă măsura în care acestea favorizează propagarea prin ele a curenților electrici.

Conductibilitatea electrică se notează în mod obișnuit cu σ . Dacă i este densitatea de curent electric și E intensitatea cîmpului electric, conductibilitatea electrică specifică σ se definește ca

$$\sigma = \frac{i}{E}. \quad (142)$$

Legea fundamentală pe care se bazează propagarea curentului electric continuu este legea lui *OHM*. Ea precizează raportul care există între potențialul electric sau forța electromotoare V , intensitatea I a curentului electric care se propagă printr-un anumit mediu și rezistența electrică R pe care o opune acest mediu la propagarea curentului electric. Forma analitică a acestei legi este

$$V = R \cdot I. \quad (143)$$

Unitatea de măsură a rezistenței electrice poartă numele de ohm și se notează cu Ω . Un ohm este definit ca rezistența unui conductor, prin care, propagîndu-se un curent electric cu intensitate de 1 amper ¹ se degajă pe secundă o cantitate de căldură echivalentă cu 1 joule ².

Definită în modul acesta, rezistența electrică R poartă numele și de *rezistență ohmică*.

Cîmpul electric E derivă dintr-un potențial electric ³. El reprezintă gradientul sau derivata potențialului pe o anumită direcție și se definește într-o formă simplă ca

$$E = \frac{V}{l}. \quad (144)$$

¹ Se reamintește că 1 amper reprezintă intensitatea unui curent electric care, propagîndu-se printr-un conductor circular cu rază de 1 cm, are ca efect ca fiecare centimetru din acest fir să producă în centru un cîmp magnetic a cărui intensitate este de 1/10 gauss.

² Se reamintește că 1 joule reprezintă 10⁷ ergi, ergul fiind unitatea CGS de lucru mecanic definită ca lucrul mecanic al unei forțe de 1 dină, al cărei punct de aplicație se deplasează cu 1 cm pe direcția ei.

³ Analogia cu cîmpul gravitației și cîmpul magnetic este totală (v. capitolele I și III).

Pe de altă parte, densitatea de curent i poate fi definită

$$i = \frac{I}{s}, \quad (145)$$

în care s reprezintă secțiunea transversală a conductorului pe direcția de propagare a curentului electric de intensitate I .

Combinarea relațiilor (143), (144) și (145) conduce la o nouă formă de exprimare a legii lui Ohm, după cum urmează

$$E \cdot l = R \cdot i \cdot s, \quad (146)$$

de unde

$$R = \frac{E}{i} \cdot \frac{l}{s} \quad (147)$$

sau folosind relația (142)

$$R = \frac{1}{\sigma} \cdot \frac{l}{s}. \quad (148)$$

Factorul $\frac{1}{\sigma}$ se notează cu ρ și poartă numele de *rezistivitate specifică*.

În baza celor de mai sus, rezistența electrică R poate fi exprimată prin relația

$$R = \rho \cdot \frac{l}{s}, \quad (149)$$

care reprezintă forma general folosită de exprimare.

Rezistivitatea electrică specifică ρ reprezintă o altă formă de caracterizare a proprietăților electrice ale mediilor prin care se propagă un curent electric și ea este aceea care se folosește de fapt în practică, deoarece este mărimea care reiese din măsurători așa cum se va vedea mai departe.

Rezistivitatea specifică se definește ca fiind rezistența electrică a unei părți dintr-un mediu, de forma unui cub cu latura de 1 cm, la trecerea unui curent electric pe o direcție paralelă cu una din muchiile acestuia.

Din relația (149) se poate constata că dimensiunile rezistivității specifice sînt acelea ale unei rezistențe înmulțite cu o lungime. Acest lucru apare și mai clar din relația de mai jos

$$\rho = R \cdot \frac{s}{l}. \quad (150)$$

Unitatea de măsură a rezistivității specifice este ohmcentimetrul ($\Omega \text{ cm}$). În practica prospecțiunii electrometrice se folosește însă o unitate de măsură mai convenabilă, și anume ohm-metru ($\Omega \text{ m}$).

Relația dintre aceste două este evident

$$1 \Omega \text{ m} = 10^2 \Omega \text{ cm}. \quad (151)$$

Cele de mai sus reprezintă relații și mărimi fundamentale care caracterizează propagarea curentului electric continuu printr-un mediu oarecare. În cazul specific al prospecțiunii electrometrice sau al carotajului electric, mediul

prin care se propagă curentul electric este reprezentat de partea superioară a scoarței terestre și îndeosebi partea superioară a suprastructurii sedimentare sau cristaline sau a rocilor eruptive de la suprafață.

În condițiile specifice ale propagării curentului electric continuu în subsol să vedem în primul rând modul în care are loc această propagare.

Pentru început să considerăm cazul ideal că subsolul este omogen și izotrop din punct de vedere electric, respectiv că este caracterizat printr-o valoare constantă ρ a rezistivității specifice, egală în toate direcțiile. Suprafața solului este considerată plană, iar rezistivitatea specifică a mediului superior (aer) este infinită.

Pe suprafața de separație a celor două medii se găsește o sursă electrică punctuală A , datorită căreia în subsol se propagă în toate direcțiile un curent continuu de intensitate I (fig. 35). Curentul electric se distribuie după anumite linii numite *linii de curent*, care în cazul de față sînt linii drepte; acestea pleacă toate din sursa A și de-a lungul lor valoarea potențialului electric V creat de sursa punctuală este diferită și o dată cu aceasta este diferită și valoarea cîmpului electric E .

Să vedem care este valoarea potențialului electric V_M într-un punct oarecare M din subsol în aceste condiții. După cum se știe, acesta se determină ca diferența de potențial față de un al doilea punct situat la infinit. Mediul fiind omogen și izotrop, liniile de curent vor fi drepte, iar potențialul electric, va avea valori egale la distanțe egale de sursa punctuală A , adică pe niște semisfere cu centrul în A . Aceste suprafețe de egal potențial electric poartă numele de *suprafețe echipotențiale*, iar liniile de curent (linii de forță ale cîmpului electric) sînt permanent ortogonale la ele.

Să considerăm că raza suprafeței echipotențiale care trece prin M este r și a unei suprafețe infinit vecine este r_1 ($r_1 > r$).

Diferența de potențial dintre cele două suprafețe echipotențiale infinit vecine este, conform legii lui Ohm,

$$V_{r-r_1} = R \cdot I, \quad (152)$$

în care R este rezistența electrică a mediului cuprins între cele două semisfere.

Folosind relația (149) se poate scrie

$$V_{r-r_1} = \rho \cdot \frac{l}{s} \cdot I, \quad (153)$$

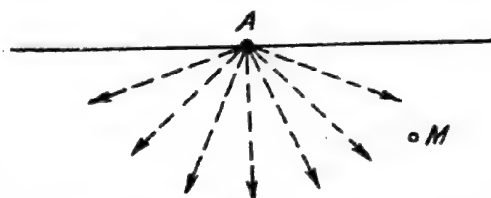


Fig. 35. Propagarea curentului continuu datorit unei surse punctuale, într-un mediu omogen și izotrop.

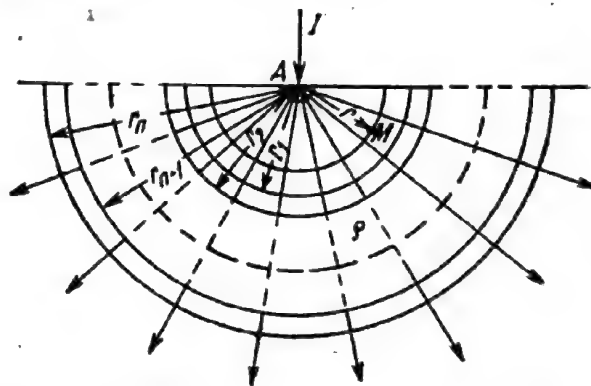


Fig. 36. Suprafețele echipotențiale și liniile de curent în cazul unui semispațiu omogen și izotrop din punctul de vedere electric, datorite unei surse punctuale.

În cazul de față $l = r_1 - r$ (distanța dintre cele două semisfere), iar $s = 2\pi \cdot r^2$ pentru prima semisferă și $s = 2\pi \cdot r_1^2$ pentru cea de a doua. Cum diferența între r și r_1 este foarte mică, putem considera $s = 2\pi \cdot r \cdot r_1$. Se poate scrie deci

$$V_{r-r_1} = \rho \cdot \frac{r_1 - r}{2\pi \cdot r \cdot r_1} \cdot I \quad (154)$$

sau într-o altă formă

$$V_{r-r_1} = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{r} - \frac{1}{r_1} \right) \quad (155)$$

În același mod se poate determina diferența de potențial între două suprafețe infinit vecine de raze r_1 și r_2 ca

$$V_{r_1 - r_2} = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (156)$$

sau, în general, între două suprafețe infinit vecine de raze r_{n-1} și r_n

$$V_{r_{n-1} - r_n} = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{r_{n-1}} - \frac{1}{r_n} \right) \quad (157)$$

Din cele de mai sus reiese că potențialul electric V_M în punctul M situat la distanța r de sursa punctuală A , va fi dat de suma diferențelor de potențial dintre toate suprafețele echipotențiale infinit vecine pînă la infinit, adică

$$V_M = V_{r-r_1} + V_{r_1-r_2} + \dots + V_{r_{n-1}-r_n} \quad (158)$$

sau

$$V_M = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{r} - \frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} + \dots + \frac{1}{r_{n-1}} - \frac{1}{r_n} \right), \quad (159)$$

adică

$$V_M = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{r} - \frac{1}{r_n} \right) \quad (160)$$

Cum însă $r_n = \infty$ rezultă final

$$V_M = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \cdot \frac{1}{r}, \quad (161)$$

relație care exprimă forma analitică a potențialului electric V_M într-un punct oarecare M situat în mediul omogen și izotrop, caracterizat prin rezistivitatea specifică ρ și creat de o sursă electrică punctuală A , prin care se introduce un curent continuu de intensitate I .

În mod analog se poate stabili că potențialul electric într-un punct oarecare M al unui mediu omogen și izotrop, caracterizat prin rezistivitatea specifică ρ , creat de o sursă electrică punctuală A , situată în acest mediu și prin care se introduce un curent continuu de intensitate I , este dat de relația :

$$V_M = \frac{\rho \cdot I}{4\pi} \cdot \frac{1}{r} \quad (162)$$

Diferența dintre cele două cazuri, așa cum apare din relațiile (161) și (162), constă numai în valoarea factorului de spațiu ($1/2\pi$, respectiv $1/4\pi$) care depinde în fapt de valoarea unghiului solid în punctul A sub care se vede un semispațiu, respectiv un spațiu întreg.

Intersecția suprafețelor echipotențiale cu o suprafață oarecare dă un sistem de linii de-a lungul cărora potențialul electric este constant și care poartă numele de *linii echipotențiale*. În cazul considerat al unei surse de curent punctuale și al intersecției suprafețelor echipotențiale cu un plan care conține sursa de curent, liniile echipotențiale sînt

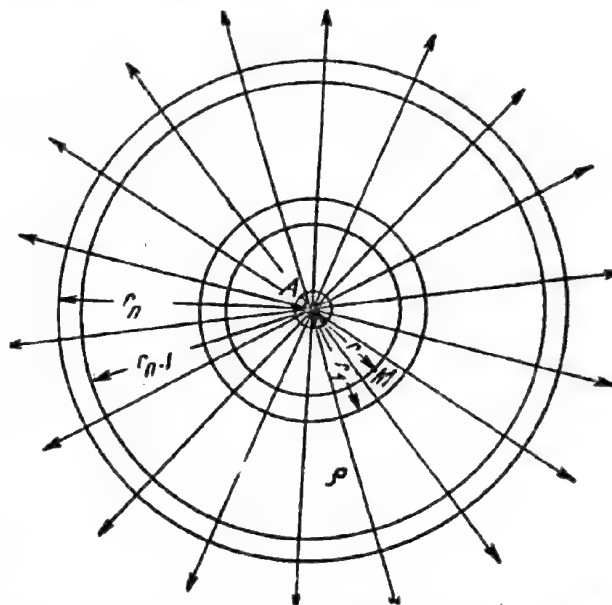


Fig. 37. Suprafețele echipotențiale și liniile de curent în cazul unui spațiu întreg omogen și izotrop din punct de vedere electric, datorite unei surse punctuale.

semicercuri sau cercuri concentrice

Să considerăm acum că în același caz al unui subsol omogen și izotrop din punct de vedere electric, caracterizat printr-o rezistivitate specifică ρ , avem pe suprafața solului două surse punctuale prin care se propagă un curent continuu de intensitate I . Acesta este de altfel cazul real, deoarece pentru a putea introduce în subsol un curent electric sînt necesari doi electrozi (prize de curent) conectați la polii unei surse de curent continuu (baterie de acumulatori, dinam etc.). În acest caz, la calculul potențialului electric într-un punct oarecare din mediul prin care se propagă curentul electric va trebui să ținem cont de influența ambelor surse punctuale.

În figura 38 este schițată situația de mai sus. Să presupunem că electrodul A este legat la polul pozitiv al sursei de curent, iar electrodul B la cel negativ. Deci, prin sursa punctuală A se propagă

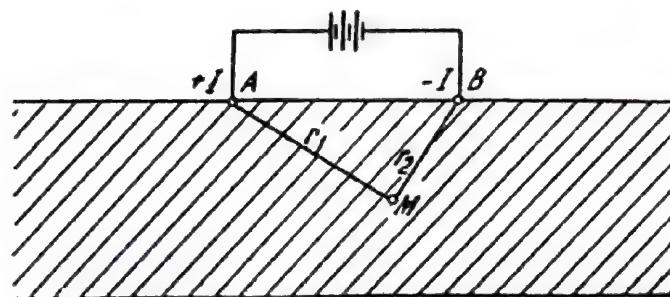


Fig. 38. Cazul unui sistem de două surse punctuale de curent, într-un mediu omogen și izotrop.

în subsol un curent electric de intensitate $+I$, iar prin B de intensitate $-I$.

Potențialul electric V_M^1 creat în punctul M de sursa A va fi

$$V_M^1 = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \cdot \frac{1}{r_1}, \quad (163)$$

iar potențialul V_M^2 creat de sursa B în același punct M va fi

$$V_M^2 = -\frac{\rho \cdot I}{2\pi} \cdot \frac{1}{r_2}. \quad (164)$$

Potențialul total V_M creat de acțiunea simultană a ambelor surse punctuale A și B în punctul M va fi suma algebrică a celor două potențiale, adică

$$V_M = V_M^1 + V_M^2 \quad (165)$$

sau

$$V_M = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right). \quad (166)$$

Distribuția valorilor potențialului electric creat de două surse punctuale de curent într-un mediu omogen și izotrop din punct de vedere electric poate fi ușor calculată pe baza relației (166) și este reprezentată în figura 39 prin linii echipotențiale și linii de curent pe suprafața solului, iar în figura 40 prin aceleași elemente în secțiunea verticală prin mediul respectiv, care conține cele două surse de curent.

Se constată că acțiunea reciprocă a celor două surse de curent creează suprafețe echipotențiale, care de data aceasta nu mai sînt sferice, așa cum de altfel se vede din relația (166).

Cazul mediilor omogene și izotrope este un caz ideal, care nu se realizează în natură. În cazul obișnuit, în subsol există

neomogenități în distribuția proprietăților electrice, create fie de dispoziția structurală a rocilor, fie de prezența unor aglomerații de substanțe minerale utile. Neomogenitățile în distribuția proprietăților electrice condiționează propagarea curentului electric în subsol, creînd distorsiuni ale suprafețelor echipotențiale, respectiv ale liniilor de curent de la forma lor

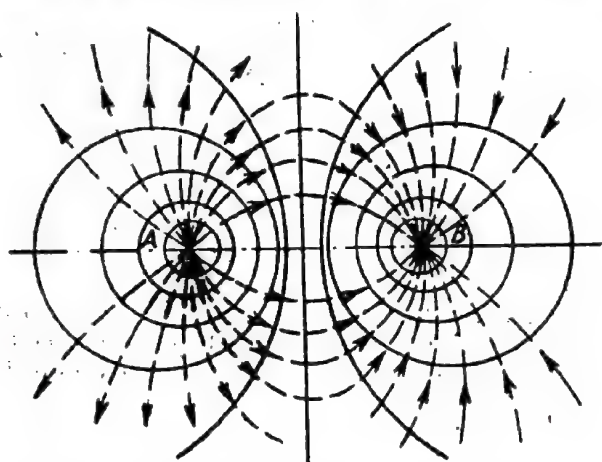


Fig. 39. Forma liniilor echipotențiale și a liniilor de curent la suprafața solului, în cazul unui mediu omogen și izotrop și a două surse punctuale de curent.

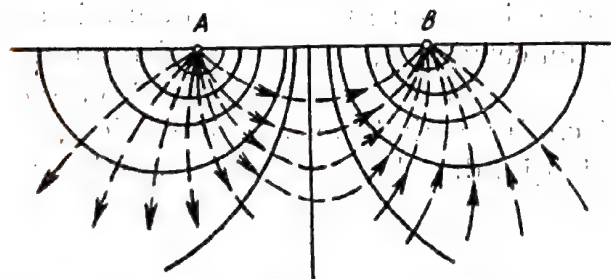


Fig. 40. Forma liniilor echipotențiale și a liniilor de curent în planul vertical care trece prin cele două surse punctuale de curent, în cazul unui mediu omogen și izotrop.

regulată, în funcție de forma, dimensiunile și valoarea rezistivității specifice a elementului geologic respectiv.

În figura 41 sînt prezentate imaginile distribuției liniilor echipotențiale și a liniilor de curent, datorită unui element geologic cu rezistivitate specifică mai mare decît a mediului înconjurător¹ (stînga) și a unui element geologic cu rezistivitate specifică mai mică decît a mediului înconjurător² (dreapta).

Apariția acestor distorsiuni în propagarea curențului electric continuu în subsol este cauza anomaliilor electrometrice înregistrate în diferite forme pe suprafața solului și condiționează și justifică aplicabilitatea prospecțiunii electrometrice.

Este de precizat încă faptul că curențul continuu prezintă mari avantaje în aplicare, care vor fi scoase în relief cu ocazia descrierii metodelor bazate pe acest fel de curent electric. Aceasta justifică volumul preponderent al metodelor cu curent continuu atît în cadrul metodelor de prospecțiune electrometrică cît și a celor de carotaj electric.

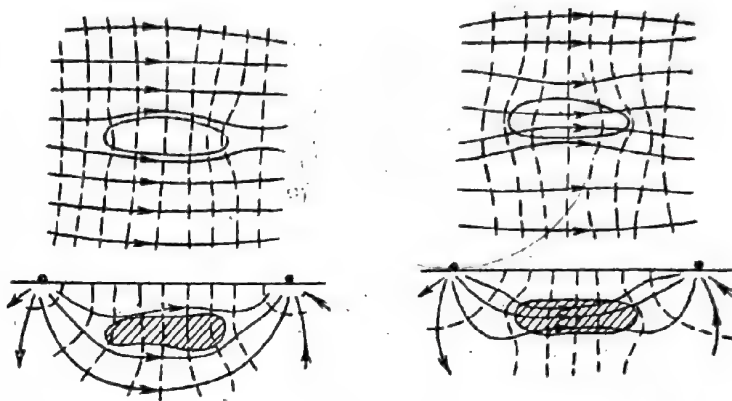


Fig. 41. Deformarea liniilor echipotențiale și a liniilor de curent, produsă de prezența în subsol a unui element geologic cu proprietăți electrice diferite față de mediul înconjurător.

4.2. Curentul electric alternativ. Spre deosebire de curentul continuu, curentul electric alternativ este un curent al cărui sens se schimbă periodic și care apare datorită unei diferențe de potențial sau forță electromotoare periodică. Din aceasta derivă o proprietate importantă, și anume aceea că într-un punct oarecare cîmpul electric nu este staționar, ci se rotește continuu. O altă proprietate importantă este aceea că datorită fenomenului de inducție, cîmpul electric alternativ are legat de el un cîmp magnetic de asemenea alternativ, a cărui intensitate este proporțională în orice moment cu aceea a curentului electric respectiv.

Toate mărimile electromagnetice legate de curentul alternativ (cîmpul electric E , cîmpul magnetic H , densitatea de curent j etc.) reprezintă procese armonice care se exprimă prin relații analitice de forma

$$\begin{aligned} E &= E_0 \cdot \cos(\omega t + \varphi_E) \\ H &= H_0 \cdot \cos(\omega t + \varphi_H) \\ j &= j_0 \cdot \cos(\omega t + \varphi_j) \text{ etc.,} \end{aligned} \quad (167)$$

în care E, H, j etc. reprezintă valoarea mărimii respective la un moment dat t ; E_0, H_0, j_0 etc. reprezintă valoarea maximă a amplitudinii elementului

¹ Cazul acesta mai poartă numele de „accident rezistent“.

² Cazul acesta mai poartă numele de „accident conductor“.

respectiv; ω este frecvența unghiulară; $\varphi_E, \varphi_H, \varphi_j$ etc. este faza inițială (la momentul $t = 0$) și $(\omega t + \varphi_E), (\omega t + \varphi_H), (\omega t + \varphi_j)$ etc. este faza elementului respectiv. De asemenea, aceste mărimi mai sînt caracterizate prin

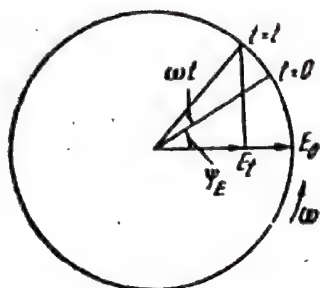


Fig. 42. Variația sinusoidală a cîmpului electromagnetic E .

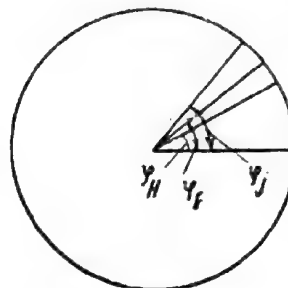


Fig. 43. Diferențele de fază inițială între diferitele elemente electromagnetice:

perioada T , adică intervalul de timp care se scurge între două treceri succesive a elementului respectiv prin aceeași valoare și prin frecvența f , adică numărul de perioade pe secundă.

Caracterul sinusoidal al variației mărimilor electromagnetice apare și mai clar în figura 42, în care este reprezentată pentru cîmpul electric E valoarea la un moment dat t , funcție de mărimile de care depinde. Reprezentări identice sînt și pentru celelalte mărimi electromagnetice.

Diferitele mărimi electromagnetice legate de curentul alternativ pot fi în diferite situații, în ceea ce privește mărimea fazei inițiale. Cazul general este cel reprezentat în figura 43, care reprezintă o situație oarecare. Atît între acestea cît și între mărimile electrometrice de același fel (cîmpuri electrice sau cîmpuri magnetice) apare o „diferență de fază” sau „defazaj”, pe care îl notăm cu $\Delta\varphi$. După anumite mărimi specifice ale acestei cantități putem avea următoarele situații specifice față de cazul general :

$$\Delta\varphi = 0 \text{ sau } 2\pi \text{ (cele două elemente sînt în fază)}$$

$$\Delta\varphi = \frac{\pi}{2} \text{ (cele două elemente sînt în cuadratură).}$$

$$\Delta\varphi = \pi \text{ (cele două elemente sînt în opoziție de fază).}$$

Datorită caracterului periodic al curentului alternativ, propagarea acestuia în subsol se face prin fenomene multiple și complexe. Aceasta atrage după sine și varietatea mare de metode de prospecțiune electrometrică care folosesc curent alternativ, precum și faptul că permanent apar metode și variante noi de prospecțiune de acest gen.

O primă problemă se pune în acest sens încă de la modul de introducere a curentului alternativ în subsol. Există în prezent două metode pentru aceasta, și anume:

a) Legarea galvanică a polilor sursei de curent alternativ la pămînt. În acest caz, curentul alternativ este introdus în subsol prin prize de curent speciale, principal în același mod ca și curentul continuu, cîmpul electric alter-

nativ apărînd din cauza diferenței de potențial dintre aceste prize. La acesta se mai adaugă însă un cîmp electric secundar, bineînțeles tot alternativ, indus de cîmpul magnetic legat de curentul electric care circulă între electrozi. Este de precizat că acest cîmp electric secundar apare datorită unor fenomene multiple, și anume a inducției proprii a fiecărei linii de curent, a inducției mutuale între liniile de curent și a inducției mutuale care se exercită între liniile de curent din subsol și linia de emisiune a curentului alternativ. Acest cîmp electric secundar are un caracter deosebit de cîmpul primar, fiind un cîmp turbionar (liniile de forță au formă de vîrtej).

În cazul introducerii în subsol a curentului alternativ prin legătură galvanică se măsoară de preferință anomaliile elementelor electrice care sînt produse de condițiile geologice specifice.

b) Folosirea de cadre pe suprafața solului. În acest caz, curentul alternativ care circulă prin cadre dă naștere unui cîmp magnetic alternativ, care induce în pămînt un cîmp electric secundar. La rîndul lui, cîmpul electric secundar și prin el curentul electric secundar, creează un cîmp magnetic secundar care se însumează cu cîmpul magnetic primar. În felul acesta, perturbațiile în distribuția curentului alternativ în subsol produse de condițiile geologice specifice se reflectă atît în elementele electrice cît și în cele magnetice ale cîmpului electromagnetic.

Metodele de mai sus se folosesc în egală măsură în cadrul metodelor electromagnetice de prospecțiune electrometrică.

Pentru metodele radioelectrice se utilizează o variantă a metodei a doua de introducere a curentului alternativ în subsol, și anume în loc de cadre închise se folosesc antene (cadre deschise).

Metodele din a doua categorie prezintă unele avantaje față de prima, deoarece nefolosind electrozi permit prospectarea zonelor cu sol foarte subțire, cum este cazul regiunilor de munte sau în sezonul de iarnă, cînd solul este acoperit cu zăpadă. De asemenea, în acest caz se poate face prospectarea filoanelor ascunse, situate la adîncimi mai mari, pentru care, dacă s-ar face legătură galvanică, este posibil ca curentul electric să nu ajungă la ele.

Folosirea curentului alternativ în prospecțiunea electrometrică este complicată de două condiții restrictive importante, și anume:

- Densitatea de curent descrește foarte rapid cu adîncimea.
- Fenomenele de polarizație nu sînt în general liniare.

Prima condiție ridică problema deosebit de importantă a adîncimii de pătrundere a curentului alternativ în subsol.

Aceasta este definită ca adîncimea la care densitatea maximă de curent j_0 scade la valoarea

$$j_p = \frac{j_0}{e}. \quad (168)$$

Data fiind complexitatea fenomenelor electromagnetice care însoțesc pătrunderea curentului alternativ în subsol, adîncimea de pătrundere p a acestuia este greu de cunoscut exact. Pentru calculul acestei valori reproducem.

după Lasfargues (1957), două relații

$$\rho = \frac{C}{2\pi} \cdot \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (169)$$

și

$$\rho = 500 \cdot \sqrt{\frac{\rho}{f}}, \quad (170)$$

care dau valoarea probabilă a adâncimii de pătrundere în subsol.

În mod practic, prin încercări experimentale, în funcție de natura problemei geologice de rezolvat și de metoda de prospecțiune electrometrică folosită, se stabilește frecvența optimă care să asigure în cea mai mare măsură succesul prospecțiunii.

A doua condiție se referă la neliniaritatea unor fenomene de polarizație legate de curentul electric alternativ.

Cîmpul electromagnetic creat la sol de curentul alternativ este caracterizat prin intensitatea cîmpului electric I și prin intensitatea cîmpului magnetic H . Ambele depind de poziția, forma și frecvența sursei de curent, precum și de proprietățile electrice și natura subsolului. Și unul și altul din cele două elemente se folosesc în prospecțiunea electrometrică, deși o oarecare preferință manifestată în practică este acordată determinărilor cîmpului magnetic.

Pentru a lămuri problema polarizației cîmpului electromagnetic, să luăm cazul unui curent alternativ introdus în subsol printr-o legătură galvanică.

Cîmpul alternativ primar I_1 are o direcție constantă în orice punct (direcția tangentei la linia de forță a cîmpului în punctul respectiv) și o intensitate variabilă conform unei legi de tipul relațiilor (167). Cîmpul secundar I_2 , indus, cu caracter turbionar, va fi defazat în spațiu cu un unghi de 90° , avînd aceleași caracteristici de constanță a direcției și de variație periodică în timp a intensității. Cîmpul electric înregistrat la suprafață va fi evident rezultatul celor două cîmpuri (I_1 și I_2).

Situația de mai sus este reprezentată sugestiv în imaginile din figurile 44 și 45.

Deci, atît componenta electrică cît și cea magnetică a cîmpului electromagnetic vor varia sinusoidal în timp, deoarece curentul în dispozitivul de emisie variază sinusoidal în timp, fiind un curent alternativ. Din această cauză, atît vectorul electric cît și cel magnetic își schimbă permanent poziția în spațiu, descriind cu extremitatea lor mobilă o elipsă numită „elipsa de polarizație”. Considerînd cazul componentei electrice E a cîmpului electromagnetic ale cărei componente în plan sînt e_x și e_y , ale căror expresii sînt:

$$I_1 = e_x = I_x \cdot \cos(\omega t + \varphi_x) \quad (170, a)$$

$$I_2 = e_y = I_y \cdot \cos(\omega t + \varphi_y), \quad (170, b)$$

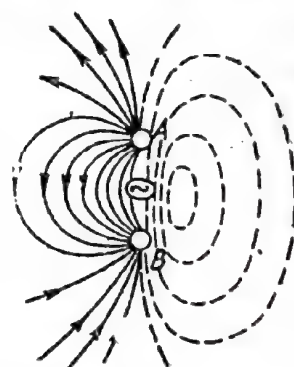


Fig. 44. Distribuția liniilor de curent ale curentului primar și secundar în cazul unei legături galvanice a curentului alternativ.



Fig. 45. Schiță arătînd defazajul în spațiu a curenților primar și secundar.

Se constată cu ușurință că locul geometric al vârfului vectorului rezultat este o elipsă.

În anumite cazuri particulare de valoare a amplitudinilor maxime și a defazajului între cele două componente, elipsa de polarizație poate degenera

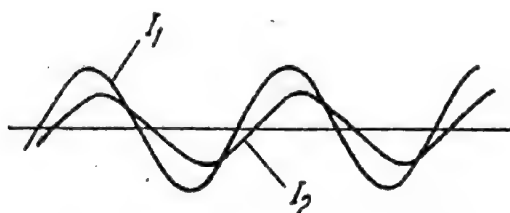


Fig. 46. Cazul curenților I_1 și I_2 defazați în timp și cu amplitudini maxime diferite.

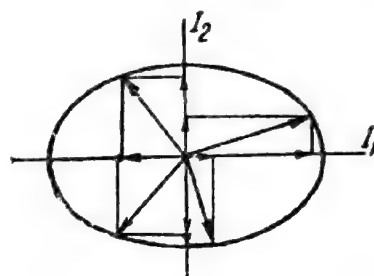


Fig. 47. Câmp rezultat „polarizat eliptic”.

într-un cerc sau chiar într-o dreaptă și atunci câmpul poartă numele de câmp *polarizat circular*, respectiv *polarizat liniar*.

Cazul general, așa cum s-a precizat, este atunci când cele două câmpuri sînt la o diferență oarecare de fază ($\varphi_x \neq \varphi_y$) și amplitudinile maxime sînt diferite; deci câmpul electromagnetic este un câmp *polarizat eliptic*. În figura 46 este reprezentată imaginea variației sinusoidale a celor două componente și în figura 47 rezultanta care apare din compunerea lor la diferite momente.

Se vede clar că în cazul câmpului polarizat eliptic acesta se rotește continuu în jurul punctului respectiv, capătul vectorului care corespunde acestuia descriind o elipsă.

Toate cele trei cazuri pot fi întâlnite în practica prospecțiunii electrometrice cu curent alternativ, predominînd însă cazul general al polarizației eliptice.

Datorită faptului că în general câmpul se rotește ciclic în jurul oricărui punct de pe suprafața solului, din cauza fenomenului de polarizație a câmpului electromagnetic și faptului că însuși potențialul electric alternativ variază de asemenea, liniile echipotențiale în curent alternativ schimbă permanent orientarea în spațiu; de fapt, nici nu poate fi vorba, în sensul strict al cuvîntului, de suprafețe și linii echipotențiale în cazul curentului alternativ.

În practica prospecțiunii electrometrice se folosesc totuși și linii echipotențiale în curent alternativ, deși, așa cum s-a spus mai sus, ele nu au o semnificație fizică riguroasă, procedîndu-se în modul următor: se determină experimental o direcție în fiecare punct de-a lungul căreia curentul total este minim și care corespunde de fapt axei mici a elipsei de polarizație, definindu-se ca linie echipotențială în acest caz linia care este tangentă la aceste direcții în fiecare punct.

Din cele precizate pînă acum rezultă că aplicarea curentului alternativ, datorită complexității fenomenelor electromagnetice, este complicată pe de o parte, însă pune la dispoziția cercetătorului multiple fenomene în care se pot

reflecta într-un fel sau altul neomogenitățile în distribuția proprietăților electrice din subsol și prin această structura subsolului.

Există însă și alte avantaje care impun folosirea curentului alternativ în locul celui continuu în prospecțiunea electrometrică. Dintre acestea, cele mai importante sînt următoarele: la folosirea metodelor cu curent alternativ sînt eliminate din măsurători influențele diferiților curenți paraziți care circulă în subsol (curenți vagabonzi produși de diferite instalații industriale, curenți telurici, curenți naturali care apar pe baza fenomenelor electrochimice etc.); de asemenea, folosirea amplificatorilor permite măsurarea unor diferențe de potențial foarte mici; nu apar efecte de polarizație la electrozii de curent ca în cazul folosirii curentului continuu etc.

CAPITOLUL XI

PROPRIETĂȚILE ELECTRICE ALE ROCILOR ȘI FORMAȚIUNILOR GEOLOGICE

Așa cum s-a precizat în capitolul X, propagarea curenților electrici prin roci sau formațiuni geologice este funcție de conductibilitatea electrică a acestora.

În cazul specific al acestor medii, conductibilitatea electrică poate fi de mai multe feluri, și anume¹:

— *Conductibilitatea electronică (metalică)* datorită deplasării libere a electronilor în mediul conductor. Curentul electric care se propagă prin mediu în acest caz este un curent *de conducție*.

¹ În unele manuale se poate întâlni definită și un alt tip de conductibilitate electrică, și anume *conductibilitatea prin curenți de deplasare*.

Rocile impermeabile, fără conținut de apă, sînt medii dielectrice aproape perfecte. În astfel de medii, prezența unui cîmp electric produce o deformare a distribuției electrice a particulelor intra-atomice, fenomen care poartă numele de polarizație electrică. Ca urmare a acestui fenomen apare un curent electric în interiorul rocii care reprezintă suma „curentului electric de conducție” și a unui „curent electric de deplasare”.

În cazul în care se folosește un curent continuu, curentul de deplasare este nul; în cazul în care însă se folosește un curent alternativ, curentul de deplasare ia o valoare care este cu atît mai mare, cu cît frecvența curentului alternativ este mai mare și devine predominant față de cel de conducție dacă frecvența depășește 1 000 cicli/s.

Această conductibilitate electrică apare în roci sau formațiuni geologice în cazul folosirii metodelor radioelectrice, curentul electric care se propagă fiind un curent de deplasare.

Conductibilitatea prin curenți de deplasare mai poartă numele și de „conductibilitate capacitivă”.

Această conductibilitate electrică apare numai în câteva cazuri în natură, și anume la zăcămintele unor sulfuri metalice (pirită, calcopirită etc.), a unor oxizi (magnetit, cromit etc.), la cele de grafit și la bancurile de șisturi grafitoase.

— *Conductibilitatea electrolitică (ionică)*, datorită deplasării ionilor, adică a fragmentelor electrizate ale moleculelor de săruri dizolvate și disociate în apă, care impregnează porii rocilor permeabile.

Această conductibilitate electrică apare la majoritatea rocilor poroase și permeabile din natură cum sînt nisipurile, gresiile, pietrișurile etc.

Curentul electric care se propagă în acest caz prin rocă este tot un curent de conducție.

Conductibilitatea electrolitică a rocilor este cu atît mai mare, cu cît acestea conțin o cantitate mai mare de apă și cu cît aceasta este mai mineralizată. Astfel de soluții care îmbibă porii rocilor sînt de fapt niște *electrolite*, care conțin molecule de săruri nedisociate și molecule de săruri disociate în ioni (cationi, cu sarcină electrică pozitivă apărută prin pierderea unui electron și anioni, cu sarcină electrică negativă; primii sînt radicalii metalici — Na, K, Mg etc., iar ceilalți sînt radicalii acizi — Cl, SO₄ etc.). Conductibilitatea unei astfel de soluții este exprimată analitic prin relația:

$$\sigma = (M_1 + M_2) \cdot n \cdot \delta \cdot e, \quad (171)$$

în care M_1 și M_2 sînt valori care definesc mobilitatea cationilor, respectiv a anionilor; n este numărul de molecule de electrolit pe unitatea de volum a soluției; δ este constanta de disociație, iar e reprezintă sarcina elementară de electricitate, respectiv $1,6 \times 10^{-19}$ Coulomb.

În practica prospecțiunii electrometrice și a carotajului electric, proprietățile electrice ale rocilor și ale formațiunilor geologice sînt caracterizate prin valoarea rezistivității specifice a acestora, adică prin valoarea inversă a conductibilității electrice. Preferința pentru rezistivitatea specifică în loc de conductibilitatea electrică provine din faptul că atît la metodele de laborator cît și la unele metode de prospecțiune electrometrică sau de carotaj electric, rezistivitatea specifică este mărimea care se obține direct din datele de măsurare.

Din punctul de vedere al proprietăților electrice rocile și formațiunile geologice reprezintă un amestec de elemente minerale și de apă.

Valoarea rezistivității specifice pentru diferite tipuri de roci sau formațiuni geologice poate fi determinată prin metode de laborator. În general, rezistivitatea specifică se determină separat pentru elementele minerale ale rocii și pentru soluțiile care o îmbibă și se calculează pentru roca în stare naturală cu medie ponderată a celor două valori determinate separat.

Pentru determinarea rezistivității specifice a elementelor minerale se procedează în modul următor: se usucă proba de rocă astfel ca să se elimine, dacă se poate total, orice urmă de soluție minerală care o îmbibă și se con-

fecționează din ea o formă prismatică sau cilindrică la care se măsoară rezistența electrică R , prin introducerea ei într-un circuit electric de curent continuu. Se determină apoi rezistivitatea specifică ρ , folosind relația (149)

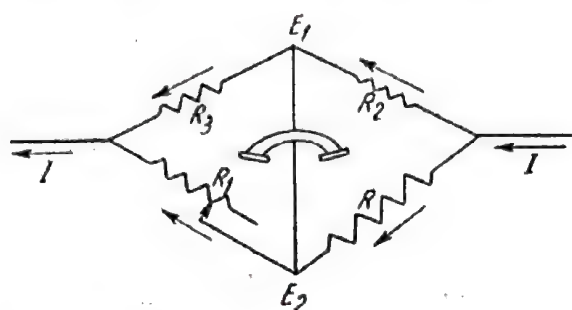


Fig. 48. Schema de principiu a unei punți electrice Kohlrausch.

după ce în prealabil au fost măsurate lungimea l și secțiunea transversală s a forme folosite. Pentru determinarea rezistivității specifice a soluțiilor minerale care îmbibă porii rocilor se folosește o punte Kohlrausch¹, a cărei schemă este prezentată în figura 48. Rezistența R este reprezentată de un vas de sticlă, în care se introduce proba de soluție minerală extrasă cu o pompă de vid din roca respectivă. Rezistența R_1 este variabilă, iar R_2 și R_3 sînt rezistențe de valoare fixă. Egalizarea forțelor electromotoare E_1 și E_2 pe cele două laturi opuse ale punții se face prin variera valorii rezistenței R_1 și are loc în momentul în care se produce extincția sonoră în telefon. În acest moment, rezistențele de pe cele patru brațe ale punții se găsesc în relația

$$\frac{R}{R_1} = \frac{R_2}{R_3}, \quad (172)$$

din care se obține valoarea rezistenței necunoscute R

$$R = R_1 \cdot \frac{R_2}{R_3}. \quad (173)$$

Se repetă operația întocmai, folosind de data aceasta o soluție de rezistivitate specifică cunoscută ρ_0 și se determină rezistența electrică R_0 a unui volum egal din această soluție cu acela folosit la soluția extrasă din rocă, a cărei rezistivitate specifică am notat-o cu ρ . Dacă l este lungimea vasului de sticlă și s secțiunea transversală a lui, folosit pentru ambele determinări, se poate scrie în baza relației (149)

$$\rho = R \cdot \frac{s}{l} \quad \text{și} \quad \rho_0 = R_0 \cdot \frac{s}{l}, \quad (174)$$

de unde

$$\frac{\rho}{\rho_0} = \frac{R}{R_0} \quad (175)$$

și

$$\rho = \rho_0 \cdot \frac{R}{R_0}, \quad (176)$$

¹ Puntea Kohlrausch este o punte electrică asemănătoare cu puntea Wheatstone, la care se folosește curent alternativ (deoarece curentul continuu ar produce electroliza soluției) și în loc de galvanometru, un telefon.

Relația (176) ne furnizează valoarea rezistivității specifice a soluției minerale care îmbibă roca, în funcție de rezistivitatea specifică cunoscută ρ_0 și de cele două rezistențe electrice R și R_0 măsurate cu puntea Kohlrausch.

1. FACTORI DE CARE DEPINDE VALOAREA REZISTIVITĂȚII SPECIFICE A ROCILOR ȘI A FORMAȚIUNILOR GEOLOGICE

Rezistivitatea specifică a rocilor și a formațiunilor geologice depinde de o serie de factori, care pot avea prin ei înșiși o influență variabilă, sau se pot combina câte doi sau mai mulți producând influențe diferite. Acestui fapt se datorește variația mare de valoare a rezistivității specifice atât în cuprinsul aceluiași tip de rocă clasat petrografic cât și de la un tip la altul de rocă.

Dintre factorii care produc variația valorii rezistivității specifice, cei mai importanți sînt următorii:

1.1. Conținutul în elemente minerale a rocii sau formațiunii geologice. Din acest punct de vedere interesează atât tipurile de elemente minerale care sînt prezente cât și procentele cu care acestea intră în compoziția rocii respective.

Pentru exemplificare, reproducem mai jos, după Dahnov (1957) și Reich și Zwenger (1943), domeniile de variație a rezistivității specifice pentru cîteva elemente minerale, sau compuși minerali, care sînt prezente în natură fie ca elemente constitutive a principalelor roci, fie în concentrații sub formă de zăcămintele. Din tabelul 14, care conține aceste date, se poate constata atât domeniul mare de variabilitate a rezistivității specifice pentru fiecare element sau compus mineral cât și domeniul foarte mare de variabilitate în general pentru acestea.

Tabelul 14

REZISTIVITATEA SPECIFICĂ A UNOR ELEMENTE SAU COMPUȘI MINERALI

Elementul sau compusul	$\rho (\Omega m)$	Elementul sau compusul	$\rho (\Omega m)$
Cuarț	$1,2 \times 10^{12} - 3,2 \times 10^{14}$	Grafit	$1,2 \times 10^{-6} - 3 \times 10^{-4}$
Magnetită	$3,6 \times 10^{-4} - 6 \times 10^{-3}$	Antracit	$10^{-4} - 10^{-2}$
Hematită	$10^4 - 10^6$	Huile grase	$10^2 - 10^4$
Limonită	$10^6 - 10^8$	Huile slabe	$10 - 5 \times 10^2$
Siderită	$10 - 10^3$	Lignit	$10 - 2 \times 10^2$
Pirită	$10^{-4} - 10^{-3}$	Petrol	$10^9 - 10^{16}$
Piroxină	$5,4 \times 10^{-6} - 10^{-4}$	Sulf	$1,8 \times 10^{12} - 1,9 \times 10^{15}$
Sare (curată)	$10^6 - 10^7$	Anhidrit	$10^7 - 10^{10}$
Sare (impură)	$3 \times 10^3 - 5 \times 10^5$	Gips	$10^7 - 10^{10}$
Mice	$1,5 \times 10^8$	Calcit	$5,5 \times 10^{12}$

1.2. Conținutul în soluții minerale. Din acest punct de vedere intră în considerație, pe de o parte, porozitatea rocii, iar pe de altă parte umiditatea ei.

În ceea ce privește porozitatea, interesează atât volumul porilor cât și dispoziția porilor în interiorul agregatului mineral care reprezintă roca. Porozitatea este un factor care variază între limite foarte mari la diversele tipuri de roci. Acest lucru apare clar din tabelul 15 de mai jos:

Tabelul 15

POROZITATEA CÎTORVA TIPURI PRINCIPALE DE ROCI

<i>R o c a</i>	<i>Porozitatea %</i>
Diatomite, soluri cu turbă	80—90
Marne, loess, soluri nisipoase	40—75
Argile poroase, nisipuri, gresii, calcare poroase, dolomite	15—40
Argile și nisipuri	8—15
Calcare compacte, gresii compacte	3—5
Roci metamorfice sau eruptive	0,5—2

În ceea ce privește umiditatea, interesează volumul porilor care este umplut cu soluție minerală, precum și concentrația și compoziția sărurilor minerale dizolvate în apele conținute de porii rocilor.

În general, sărurile dizolvate în soluții apoase din natură sînt sulfați, cloruri, carbonați sau hidrați ai metalelor alcaline sau alcalino-pămîntoase. Cele mai frecvente sînt următoarele: SO_4Ca , SO_4Mg , SO_4Na_2 , NaCl , KCl , CaCl_2 , NaOH etc.

Influența concentrației și a compoziției sărurilor minerale din soluțiile apoase apare clar în tabelul 16, reprodus după Dahnov (1951), în care sînt prezentate valorile rezistivității specifice în funcție de acești doi parametri pentru cîteva săruri minerale mai des întîlnite în natură.

Tabelul 16

INFLUENȚA CONCENTRAȚIEI ȘI A COMPOZIȚIEI SĂRURILOR DIN SOLUȚIILE MINERALE

<i>Cantitatea de substanță minerală în soluție (g/l)</i>	<i>Rezistivitatea specifică a soluției</i>			
	<i>NaCl</i>	<i>KCl</i>	<i>MgCl₂</i>	<i>CaCl₂</i>
0,000 (apă curată)	25×10^4	25×10^4	25×10^4	25×10^4
0,010	541	578	438	483
0,100	55,2	58,7	45,6	50,3
1,000	5,83	6,14	5,06	5,56
10,000	0,657	0,676	0,614	0,654
100,000	0,0869	0,0776	0,0936	0,0930

Toți acești parametri acționează simultan și rezistivitatea specifică a rocii reprezintă rezultanta acțiunii simultane a lor.

În general se poate spune că pentru o anumită rocă cu o porozitate dată, rezistivitatea specifică a ei scade o dată cu creșterea umidității în soluții mineralizate, atingînd un minimum de valoare atunci cînd roca este saturată în astfel de soluții; dacă este însă vorba de apă curată, fenomenul de mai sus are loc invers.

1.3. Temperatura la care se găsește roca sau formațiunea geologică. Rezistivitatea specifică scade pe măsură ce temperatura crește. Acest fenomen are loc în baza unei legi exprimate analitic de relația

$$\rho_t = \frac{\rho_{18^\circ}}{1 + 0,025 (t - 18^\circ)}, \quad (177)$$

în care ρ_t este rezistivitatea specifică la temperatura t a rocii.

Acest factor prezintă un deosebit interes la rocile sau formațiunile geologice care au grosimi mari și la care apare o scădere progresivă a valorii rezistivității specifice cu adîncimea.

1.4. Particularitățile structurale și texturale ale rocilor. Varietatea mare de tipuri de structuri și texturi a rocilor posibile în natură intervine și ea ca un factor de variabilitate a valorii rezistivității specifice. Mărimea, forma, orientarea preferențială sau haotică a particulelor minerale, caracterul de cristalinitate mai mult sau mai puțin accentuată sau natura vitroasă a rocilor etc. sînt parametri care își manifestă influența asupra valorii rezistivității specifice.

În cazul rocilor stratificate sub formă de alternanțe sau cu intercalații frecvente, precum și în cazul rocilor șistuoase, se înregistrează chiar fenomene de anizotropie a proprietăților electrice, respectiv rezistivitatea specifică ia valori diferite, în funcție de direcția pe care o luăm în considerare în raport cu direcția preferențială de stratificație sau de șistuozitate.

Din toate cele expuse mai sus rezultă că rezistivitatea specifică a rocilor sau a formațiunilor geologice depinde de o sumă de factori și parametri de variabilitate, a căror influență este în general importantă. Aceasta explică de ce domeniile de variabilitate a valorilor rezistivității specifice a rocilor din natură sînt așa de mari pentru fiecare rocă în parte și îndeosebi pentru gama întregă de elemente minerale, roci și formațiuni geologice din natură. Pentru a contura valoric acest lucru, este suficient să spunem că în legătură cu constituția păturii superioare a litosferei, care prezintă interes pentru prospecțiunea electrometrică și carotajul electric, valorile rezistivității specifice variază între circa 10^{-7} și circa 10^{16} , adică într-un domeniu care se întinde pe $10^{23} \Omega \text{ m}$.

În tabelul 17 sînt intabulate, după Dahnov (1951), Reich și Zwerger (1943) și Lasfargues (1957), valori de rezistivități specifice pentru diferite tipuri de ape, roci sau formațiuni geologice de pe suprafața pămîntului, din care reiese domeniul mare de variabilitate al valorilor acestei mărimi

Tabelul 17

VALOAREA REZISTIVITĂȚII SPECIFICE PENTRU DIVERSE TIPURI DE APE SAU ROCI DIN NATURA

Ape, roca sau formațiunea geologică	ρ (Ωm)
Ape de suprafață, lacuri, riuri etc.	$10^{-1} - 3 \times 10^3$
Ape de suprafață, cu conținut de cloruri de Na, K, Mg și Ca	$3 \times 10^{-2} - 10^{-1}$
Ape de izvor obișnuite, în regiuni sedimentare	1
Ape de izvor obișnuite, în regiuni eruptive	$3 \times 10^{-1} - 1,5 \times 10^2$
Ape de zăcămint ale zăcămintelor de petrol sau gaze	$3 \times 10^{-2} - 10^{-1}$
Ape de mină	3×10^{-1}
Marne pliocene din peninsula Apșeron	$5 \times 10^{-1} - 2 \times 10^0$
Marne din Meotianul din R.P.R.	$1 \times 10^0 - 2 \times 10^0$
Marne oligocene din Alsacia	$3 \times 10^0 - 4 \times 10^0$
Marne eocene din Africa de nord	$4 \times 10^0 - 7 \times 10^0$
Marno-calcare jurasice din Lorena	$10^1 - 5 \times 10^1$
Argile din U.R.S.S.	$10^0 - 10^5$
Argile aluvionare din Africa de Nord	10^1
Argile și marne triasice din Lorena	$3 \times 10^1 - 5 \times 10^1$
Nisipuri din U.R.S.S.	$10^0 - 10^3$
Nisipuri precambriene din Canada	$10^3 - 2 \times 10^4$
Nisipuri uscate din Australia de vest	$2,5 \times 10^5 - 4 \times 10^6$
Nisipuri umede din Australia de vest	$1 \times 10^5 - 1 \times 10^6$
Formațiuni silicioase din U.R.S.S.	$10^2 - 10^3$
Gresii din U.R.S.S.	10^6
Gresii burdigaliene din Africa de nord	$6 \times 10^1 - 8 \times 10^1$
Gresii siluriene din Normandia	$5 \times 10^2 - 4 \times 10^3$
Gresii lutețiene din Normandia	$5 \times 10^3 - 10^4$
Calcare din U.R.S.S.	$10^1 - 10^8$
Calcare jurasice din Lorena	$8 \times 10^1 - 3 \times 10^2$
Calcare cretacice din Africa de nord	$8 \times 10^1 - 5 \times 10^3$
Calcare paleozoice de Saint-Laurent, Franța	$10^3 - 3 \times 10^3$
Calcare din Spania	$1,2 \times 10^4$
Calcare jurasice din Elveția	$1,4 \times 10^5 - 3,5 \times 10^5$
Dolomite din U.R.S.S.	10^2
Conglomerate de Michigan, S.U.A.	$1 \times 10^5 - 1,2 \times 10^5$
Șisturi gothlandiene	$4 \times 10 - 6 \times 10$
Șisturi de Calymène	2×10^2
Șisturi precambriene	$2,5 \times 10^2 - 3 \times 10^2$
Micașisturi de Carmaux	8×10^2
Șisturi cristaline din nordul S.U.A.	$3 \times 10^5 - 4 \times 10^5$
Șisturi argiloase din Michigan, S.U.A.	$1,2 \times 10^4$
Șisturi argiloase din Germania	$7,7 \times 10^4$
Depozite glaciale din nordul S.U.A.	$8,3 \times 10^2 - 4 \times 10^5$
Granite din U.R.S.S.	10^5
Granite din Vire	$3 \times 10^2 - 5 \times 10^2$
Granite de Fruyère	$1 \times 10^5 - 1,5 \times 10^5$
Granite de Washington, S.U.A.	$> 5 \times 10^5$
Sienite din U.R.S.S.	10^4
Porfirite din U.R.S.S.	10^5
Porfire curțifere din U.R.S.S.	10^6
Gabrouri din U.R.S.S.	10^6
Bazalte din U.R.S.S.	$10^8 - 10^9$
Bazalte, andezite, serpentine	$8 \times 10^2 - 1 \times 10^5$

În sfârșit, în tabelul 18 reproducem, după Ștefănescu (1952), valorile rezistivității specifice care caracterizează formațiunile neogene din zona petroliferă a Munteniei din țara noastră.

Din tabelele 15, 17 și 18 apare clar că în constituția păturii superioare a litosferei intră roci sau formațiuni geologice cu proprietăți electrice foarte diferențiate. La aceasta se mai

adaugă și prezența sau absența apelor de circulație, cu un grad variabil de mineralizare, caracterizate de asemenea prin valori diferite ale proprietăților electrice. Toate acestea fac ca între elementele geologice de prospectat (structuri, accidente tectonice, zăcămintele de minerale utile etc.) și mediul înconjurător al acestora să se creeze contraste importante în valoare de rezistivitate electrică specifică. Prezența acestor contraste în subsol, precum și omogenitatea relativă din punctul de vedere al proprietăților electrice, pe de o parte, a obiectului geologic de prospectat și, pe de altă parte, a mediului înconjurător acestuia, comandă distorsiunile în propagarea curentului electric în subsol (forma liniilor de curent și variațiile de densitate de curent în diversele puncte din subsol) și apariția anomaliilor electrice înregistrate la suprafața solului, asigurând succesul prospecțiunii electrometrice.

Este de precizat că existența unor contraste de proprietăți electrice între obiectele geologice de prospectat și mediul înconjurător este o condiție necesară de aplicabilitate a prospecțiunii electrometrice într-o problemă geologică dată, dar nu și suficientă. Pentru ca metodele de prospecțiune electrometrică să funcționeze cu succes, este de asemenea important ca în cadrul aceluiași element geologic proprietățile electrice să fie continue, discontinuitatea sau trecerea bruscă la o altă valoare a acestora, apărând la limita cu mediul înconjurător.

Astfel, la prospectarea electrometrică a structurilor sedimentare este necesar ca această continuitate a proprietăților electrice să se manifeste în direcții orizontale, pentru a putea permite varierea adâncimii de investigație a prospecțiunii după necesități, prin modificarea dimensiunilor dispozitivului de măsurare de la suprafață. În schimb, în cazul prospectării electrometrice a zăcămintelor metalifere este necesar ca această continuitate a proprietăților electrice să se manifeste în direcția zăcămintului (verticală sau aproape verticală, îndeosebi la zăcămintele de tip filonian) și discontinuitatea în direcții orizontale, deoarece zăcămintele se vor reflecta cu atât mai bine în anomaliile electrice, cu cât contrastul lateral de proprietăți electrice va fi mai mare.

Mai trebuie de asemenea precizată limitarea pe care o aduce adâncimea la care este situat în subsol contrastul de proprietăți electrice. Date fiind

Tabelul 18
REZISTIVITATEA SPECIFICĂ A FORMAȚIUNILOR
NEOGENE DIN MUNTENIA

Formațiunea geologică	ρ (Ω m)
Terase cuaternare	75—200
Levantin	15—50
Dacian	8—10
Ponțian	2—3
Meotian	3
Sarmațian (în facies calcaros)	100—1 000

rezistivitățile specifice, în general, mari ale rocilor și formațiunilor geologice care constituie pătura superioară a litosferei, pătrunderea curentului electric în subsol (a celui continuu, dar mai ales a celui alternativ) la sursele de curent, care în mod practic pot fi folosite în prospecțiunea electrometrică, se face în general pînă la o adîncime relativ mică (cca. 1 500 m adîncime pentru curentul continuu; cîțiva metri pînă la cîteva zeci de metri pentru curentul alternativ).

Se poate spune deci în concluzie că aplicabilitatea prospecțiunii electrice este condiționată de existența unui contrast de proprietăți electrice între obiectul geologic de prospectat și mediul înconjurător al acestuia, în valoare cît mai mare și situat la o adîncime cît mai mică, cu existența simultană a continuității cît mai bine realizată a proprietăților electrice atît în obiectul geologic de prospectat cît și în mediul înconjurător acestuia.

Același contrast de proprietăți electrice condiționează și aplicabilitatea metodelor de carotaj electric. Diferențierea cît mai netă după rezistivitatea specifică a diferitelor strate sau complexe de roci traversate de gaura de sondă va conduce la punerea în evidență a unor anomalii de rezistivitate produse de acestea și va face posibilă separarea și identificarea lor după diagrama înregistrată.

CAPITOLUL XII

FENOMENE TERMICE. PROPRIETĂȚILE TERMICE ALE ROCILOR ȘI FORMAȚIUNILOR GEOLOGICE

Fenomenele termice și diferențierea după proprietățile termice a diferitelor tipuri de roci sau formațiuni geologice sînt folosite îndeosebi în metodele de carotaj termic; într-un volum mult mai redus se folosesc și în unele cercetări de suprafață, care însă nu au un caracter propriu-zis de prospecțiune. Pentru aceasta, atenția noastră se va îndrepta numai asupra acelor care stau la baza metodelor de carotaj termic.

1. CÎMPUL TERMIC

Aplicarea carotajului termic se bazează pe existența unui cîmp termic în gaura de sondă, a cărui valoare se diferențiază în funcție de tipurile de roci în dreptul cărora este determinată aceasta.

Cîmpul termic în gaura de sondă reprezintă rezultanta a trei componente, și anume:

- Cîmpul termic natural al pămîntului (T_n).
- Cîmpul termic local (T_l).
- Cîmpul termic artificial (T_a).

În acord cu cele de mai sus, cîmpul termic se poate exprima analitic prin relația

$$T = T_n + T_l + T_a. \quad (178)$$

În cele ce urmează, vom da cîteva precizări în legătură cu cele trei componente ale cîmpului termic.

1.1. Cîmpul termic natural al pămîntului. Pămîntul posedă o căldură internă proprie, care este transmisă din interior către periferia lui. În afară de temperatura pe care o cîștigă stratele superficiale pe această cale și care este stabilă ca valoare la anumite adîncimi în funcție de condițiile geologice locale, aceste strate mai sînt supuse acțiunii razelor solare, care le modifică de la un moment la altul temperatura. Adîncimea pînă la care se manifestă influența razelor solare este însă în general mică. Cercetări efectuate în această direcție au arătat că aceste variații de temperatură au un caracter periodic și privesc următoarele adîncimi medii: 1 m pentru variațiile diurne, 3 m pentru variațiile lunare și 20—25 m, pentru variațiile anuale.

Influența mică pe care o au razele solare în modificarea cîmpului termic natural al pămîntului se datorește faptului că acesta se comportă ca un corp solid și opac, cu o conductibilitate termică redusă.

Temperatura naturală crește de la suprafață către interiorul pămîntului. Această variație cu adîncimea este caracterizată prin valoarea *gradientului geotermic*, care reprezintă variația temperaturii pe unitatea de lungime, măsurată pe verticala locului către interiorul pămîntului. În practică nu este folosită direct această mărime, ci valoarea inversă a ei, care poartă numele de *gradient geotermic reciproc* sau *treaptă geotermică* și se exprimă în $m/1^\circ C$. Valoarea medie sau normală a treptei geotermice este de $33 m/1^\circ C$.

Determinarea valorii acestei mărimi în diferite puncte pe suprafața pămîntului a pus în evidență abateri mari a treptei geotermice față de valoarea medie a ei și aceasta depinde de proprietățile termice ale rocilor care sînt prezente în structura geologică. Cu titlu informativ precizăm, după Heiland (1946), că așa cum apare din datele cunoscute pînă în prezent, treapta geotermică variază între $11,3 m/1^\circ C$ (Neuffen-Germania) și $110,8 m/1^\circ C$ (Johannesburg-Africa).

Suprafețele care conțin toate punctele de egală temperatură în interiorul pămîntului, poartă numele de *geoizoterme*. Dacă pămîntul ar fi o sferă omogenă, toate geoizotermele ar fi niște suprafețe sferice concentrice. Datorită condițiilor specifice care se bănuiesc a exista în interiorul pămîntului de la o anumită adîncime față de suprafața lui, geoizotermele sînt probabil suprafețe regulate. În partea superioară a litosferei, datorită eterogeneității rocilor care constituie formațiunile geologice, a formelor de zăcămint ale acestora, precum și a neregularităților reliefului suprafeței pămîntului, geoizotermele sînt deformatate, prezentîndu-se ca niște suprafețe neregulate.

De interes pentru aplicații geologice sînt deformările geoizotermelor produse de eterogeneitățile rocilor și de formele de zăcămint ale acestora. În acest sens, cercetările termice pentru precizarea formei geoizotermelor pot furniza informații prețioase asupra distribuției în suprafață a zăcămintelor minerale, asupra formelor corpurilor intruzivi, asupra contactelor între diferite tipuri de roci, asupra faliiilor, asupra localizării apelor subterane etc.

1.2. Cîmpul termic local. Cîmpurile termice locale sînt tot niște cîmpuri termice naturale, de răspîndire locală însă, care iau naștere în legătură cu anumite tipuri de roci, ca urmare a unor procese fizico-chimice care se petrec la limitele dintre aceste roci și cele din coperișul sau culcușul lor sau la limitele dintre ele și noroiul de foraj din gaura de sondă.

Astfel de cîmpuri termice caracterizează îndeosebi următoarele tipuri de roci:

— Rocile gazeifere și petrolifere, deschise de gaura de sondă, dacă presiunea de zăcămint a hidrocarburilor este mai mare decît presiunea hidrostatică a noroiului de foraj la nivelul lor. În acest caz, hidrocarburile vor invada în gaura de sondă și datorită detentei lor (care este un fenomen endotermic) se va produce o scădere a temperaturii în dreptul stratului respectiv.

— Rocile halogene (săruri de sodiu sau potasiu) prin dizolvare în noroiul de foraj produc de asemenea scăderi de temperatură la nivelul lor, dizolvarea în cazul acesta fiind un fenomen endotermic.

— Zăcămintele de sulfuri, la contactul cu noroiul de foraj, suferă un fenomen de oxidare. Cum oxidarea lor este o reacție exotermică, în dreptul mineralizațiilor de sulfuri vor apărea creșteri de temperatură.

— Stratele de cărbuni suferă de asemenea un fenomen de oxidare la contactul cu noroiul de foraj (uneori accentuată de conținutul în sulfuri al acestora), care, fiind o reacție exotermică, va produce o creștere a temperaturii în dreptul lor.

1.3. Cîmpul termic artificial. Spre deosebire de cele de mai sus, cîmpul termic artificial în gaura de sondă este produs de noi fie în legătură cu unele operații tehnice, fie chiar în mod special pentru studiul termic al stratificației. Cîmpurile termice artificiale se realizează în următoarele cazuri:

- reacția exotermică a prizei cimentului;
- introducerea în gaura de sondă a unui noroi de foraj cu o anumită temperatură, convenabil aleasă;
- introducerea în gaura de sondă a unei surse de căldură.

2. PROPRIETĂȚILE TERMICE ALE ROCILOR ȘI FORMAȚIUNILOR GEOLOGICE

Proprietățile termice ale rocilor se concretizează în următoarele trei, și anume:

2.1. Conductibilitatea termică (λ), care reprezintă cantitatea de căldură ce traversează în unitatea de timp o secțiune unitară dintr-un corp la un gradient de temperatură unitar. În unități CGS, această mărime se exprimă în cal/cm.s. grd centigrad și în unități practice prin kcal/m.h.grd centigrad.

Caracterizarea proprietăților termice a rocilor nu se face de obicei prin conductibilitatea termică a lor, ci prin *rezistivitatea termică*, care reprezintă valoarea inversă a acesteia. Introducerea noțiunii de rezistivitate termică prezintă unele avantaje în ceea ce privește carotajul termic, prin aceea că admite paralizarea acestei mărimi cu rezistivitatea electrică, precum și datorită faptului că gradientul geotermic este proporțional cu rezistivitatea termică a rocilor.

Rezistivitatea termică depinde de o sumă de caracteristici ale rocilor, și anume:

a) Compoziția minerală a rocilor, respectiv natura mineralelor componente și proporția în care acestea intră în compoziția diferitelor tipuri de roci.

b) Densitatea rocilor (scade pe măsură ce crește densitatea, și invers).

c) Umiditatea rocilor (scade pe măsură ce crește umiditatea, și invers).

d) Permeabilitatea rocilor acvifere (scade brusc cu creșterea permeabilității la o deplasare liberă a apei în roca respectivă).

e) Natura fluidului care ocupă spațiul lacunar al rocii (este mai mare pentru conținutul în petrol și mai mică pentru conținutul în apă).

f) Temperatura rocilor (crește slab o dată cu creșterea temperaturii).

g) Stratificația sau șistuoșitatea rocilor (prezintă un maxim pe direcția perpendiculară la stratificație sau șistuoșitate și un minim pe direcția paralelă la acestea).

Rezistivitatea termică este proprietatea de bază în carotajul termic, deoarece variază în limite mult mai mari decât celelalte proprietăți termice. Din cauza aceasta și diferențierea straturilor traversate de gaura de sondă se face mult mai bine după această proprietate termică.

2.2. Căldura specifică (c), care reprezintă cantitatea de căldură necesară pentru a ridica temperatura unei unități de masă cu o unitate de temperatură. În unități CGS, această mărime se exprimă în cal/gram. grad centigrad, iar în unități practice prin kcal/kg. grad centigrad.

Limitele în care variază căldura specifică a rocilor sînt mici.

Asupra căldurii specifice influențează, în primul rînd, umiditatea, și anume, ea crește cu creșterea umidității rocilor.

2.3. Factorul de difuziune termică (K) este de asemenea o proprietate care definește propagarea căldurii prin diferitele tipuri de roci. În unități CGS această mărime se exprimă prin cm^2/s , iar în unități practice prin $\text{m}^2/\text{oră}$.

Legătura dintre cele trei proprietăți definite mai sus este de forma

$$K = \frac{\lambda}{c \cdot \delta}, \quad (178 \text{ a})$$

în care δ reprezintă densitatea rocii.

Avînd în vedere cele precizate mai înainte, privind domeniul de variație al căldurii specifice și ținînd cont de faptul că și densitatea rocilor se înscrie într-un domeniu limitat de valori, rezultă că coeficientul de difuziune termică variază în principal în funcție de conductibilitatea termică. Factorii care

influențează coeficientul de difuziune termică sînt aceeași și acționează în sens invers ca în cazul rezistivității termice pentru care au fost precizați.

În tabelul de mai jos reproducem, după D a h n o v (1961), valorile proprietăților termice (conductibilitatea termică, rezistivitatea termică, căldura specifică și coeficientul de difuziune termică) pentru principalele minerale, roci și substanțe minerale utile din natură.

Tabelul 19

PROPRIETĂȚILE TERMICE ALE MINERALELOR, ROCILOR
ȘI SUBSTANȚELOR MINERALE UTILE

Minerale, roci, substanțe minerale utile.	Conductibilitatea termică (kcal/m.h. 1°C)	Rezistivitatea termică (m.h. 1°C/kcal)	Căldura specifică (kcal/kg. 1°C)	Coeficientul de difuziune termică (m ² /h × 10 ³)
Aer	0,02	50	0,248	—
Andezit	1,1	0,91	—	—
Apă	0,503	2,0	0,998	0,505
Argilă	0,86	1,17	0,18	~3,5
Azbest	0,19	5,3	0,195	0,46
Bazalt	1,5—1,7	0,59—0,67	0,203	2,7—3,0
Blendă	14,4	0,007	—	—
Calcar dolomitizat	1,30	0,77	—	—
Calcar poros	1,88	0,53	2,24	1,8 —4,3
Cărbune (antracit)	0,18 —0,24	4,2 —5,5	—	—
Cuarț	2,15	0,47	0,165	49
Cuarțit	4,8	0,208	0,167	4,32—11,2
Diabaz	2,88	0,35	0,167	~5,9
Diorit	1,85 —2,1	0,515	0,169	4,4
Dolomit	4,3 —0,93	0,23 —1,08	—	3,1
Gabro	1,73	0,58	0,172	2,8 —4,8
Gips	0,35 —0,65	1,54 —2,85	0,275	1,1
Granit	2,09 —3,1	0,323—0,479	0,155—0,190	2,2 —2,7
Gresie compactă	1,1 —2,6	0,384—0,91	0,20	5,0
Huilă	0,083—0,15	6,7 —12	0,31	0,4
Magnetit	10,8	0,093	—	—
Marnă	0,792—1,88	0,53 —1,26	—	—
Mică	0,31	3,2	—	—
Nisip umed	2,95	0,34	—	—
Nisip uscat	0,30	3,30	0,191	~0,72
Petrol	0,12	8,35	0,5	0,25—0,31
Sare gemă	6,20	0,16	0,204	14
Silvină	6,1 —9	0,11—0,16	0,163	18,5
Șist argilos	1,33 —1,88	0,53—0,75	0,184	~3,5
Tuf	0,61 —1,37	0,73—1,64	—	1,8 —3,2

Tabelul de mai sus dă o imagine concretă asupra diferențierii rocilor și substanțelor minerale utile după proprietățile termice, care la rîndul lor asigură diferențierea valorilor cîmpului termic de-a lungul găurii de sondă. Aceasta face posibilă aplicarea carotajului termic ca o metodă de separare a straturilor și complexelor traversate de gaura de sondă sau pentru rezolvarea unor probleme speciale legate de tehnica operației de forare a sondelor.

PARTEA A DOUA

**METODICA ȘI TEHNICA
LUCRĂRILOR GEOFIZICE
DE PROSPECȚIUNE ȘI CAROTAJ**

CAPITOLUL XIII

METROLOGIA DERIVATELOR POTENȚIALULUI GRAVITAȚII ÎN PROSPECȚIUNEA GRAVIMETRICĂ

1. METROLOGIA GRADIENTULUI ORIZONTAL ȘI A CURBURII DIFERENȚIALE

Cu puțin înainte de anul 1900, savantul maghiar R o l a n d V. E ö t v ö s a creat primul aparat de prospecțiune gravimetrică, și anume *balanța de torsiune*. Cu ajutorul acestui aparat se determină valorile a patru din derivatele de ordinul II ale potențialului gravitației, și anume cele două componente ale gradientului orizontal total (W_{xx} și W_{xy}) și cele două componente ale curburii diferențiale (W_{xy} și W_{Δ}).

Principiul acestui aparat este reprezentat în figura 49. Acesta constă dintr-o bară orizontală suspendată la mijlocul lungimii ei de un fir de torsiune (T). La capetele barei orizontale se găsesc fixate două mase (m_1 și m_2) egale în valoare; una din mase (m_1) este fixată direct la capătul barei, iar a doua (m_2) este suspendată la o distanță h cu ajutorul unui fir foarte subțire (pentru ca masa acestuia să intre cât mai puțin în considerație) de cel de-al doilea capăt. Din cauza variației în spațiu a câmpului gravitației, cele două mase ale balanței de torsiune vor fi supuse acțiunii combinate a celor două valori g_1 și g_2 a câmpului gravitației, diferite atât ca direcție cât și ca intensitate. Pentru a studia efectul combinat al lor asupra balanței de torsiune, să considerăm că descompunem pe g_1 și g_2 după axele de coordonate ale unor sisteme carteziane cu originea în centrele maselor m_1 și m_2 , având axele dirijate respectiv după direcția barei orizontale, firului de torsiune și a perpendicularei pe planul figurii.

Vom obține în modul acesta trei componente, al căror efect va fi discutat în cele ce urmează:

— Componentele de-a lungul direcției barei orizontale l , care vor tinde să întindă bara, fiind anulate de rigiditatea acesteia și deci nu vor acționa asupra sistemului.

— Componentele de-a lungul direcției firului de torsiune, care vor tinde să deplaseze întreg sistemul elastic pe această direcție și care vor fi anulate de rezistența ce se naște în suport din cauza rigidității firului, din care cauză de asemenea nu vor fi active asupra sistemului.

— Componentele de-a lungul direcției perpendiculare pe planul figurii, care vor acționa asupra sistemului elastic al balanței de torsiune, rotind-o cu un unghi oarecare φ . Această rotire a barei orizontale în jurul axei firului de torsiune are loc din cauza acțiunii forței egală în valoare cu diferența dintre cele două componente orizontale de mai sus și situată la distanța $l/2$ față de axa de rotație.

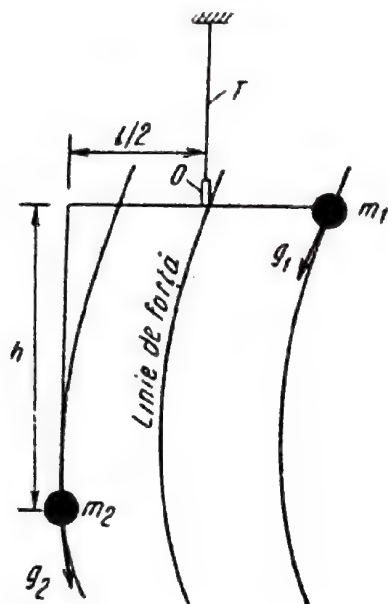


Fig. 49. Principiul balanței de torsiune.

Dacă se notează cu φ unghiul de rotire și cu τ coeficientul de torsiune al firului, atunci momentul de torsiune al sistemului va fi evident $\tau \cdot \varphi$. La poziția de echilibru, acest moment de torsiune, care reprezintă momentul forțelor interioare a sistemului, trebuie să fie egal cu momentul forțelor exterioare derivate din câmpul gravitației și pe care este notat deocamdată simbolic prin M . Ecuația de echilibru a sistemului elastic al balanței de torsiune poate fi scrisă deci în cea mai simplă formă astfel:

$$\tau \cdot \varphi = M \quad (179)$$

De la această ecuație principială, explicitând termenul al doilea și efectuând toate operațiile, pentru care nu dăm detalii deoarece depășește cadrul acestui curs, se ajunge final la o ecuație practică de lucru care leagă mărimile gravimetrice ce trebuie determinate de elemente cunoscute ale aparatului (date constructive) și elemente care pot fi măsurate direct (parametri de citire). În relația (180) este dată ca exemplu ecuația de lucru pentru un sistem elastic de tip Z:

$$n - n_0 = a \cdot (\sin 2\alpha \cdot W_{\Delta} + \cos 2\alpha \cdot W_{xy}) + b \cdot (\cos \alpha \cdot W_{zy} - \sin \alpha \cdot W_{zx}). \quad (180)$$

În această relație sînt cunoscuți coeficienții a și b , care sînt funcție de datele constructive ale balanței, și anume:

$$a = \frac{2f \cdot k}{\tau}; \quad b = \frac{4f \cdot m \cdot h \cdot l}{\tau}, \quad (181)$$

în care f este distanța focală, k = momentul de inerție al sistemului elastic în jurul axei care trece prin centrul lui de greutate, τ = coeficientul de torsiune al firului, m = masa greutateilor, h = distanța pe verticală dintre cele două mase față de bara orizontală, l = lungimea barei orizontale. De asemenea, se pot determina valorile n = deplasarea liniară echivalentă unghiului de torsiune la poziția de echilibru, precum și α = unghiul azimutal, pe care îl face planul vertical, care conține cele două mase ale sistemului elastic, cu planul meridianului geografic, măsurat în planul orizontal și în sensul acelor unui ceasornic.

Din relația (180) rămîn deci necunoscute cele patru mărimi gravimetrice (W_{zx} , W_{zy} , W_{xy} și W_{Δ}) care trebuie determinate, precum și n_0 = deplasarea liniară echivalentă unui unghi de torsiune φ_0 inițial, corespunzător poziției

netorsionate a sistemului elastic, adică poziției pe care ar avea-o sistemul elastic în absența acțiunii câmpului gravitațional.

Pentru determinarea acestor 5 necunoscute sînt necesare 5 relații independente, care pot fi obținute din executarea de măsurători cu același sistem elastic orientat pe 5 azimute diferite. Deoarece soluția nu este convenabilă din cauza randamentului scăzut, balanțele de torsiune sînt prevăzute întotdeauna cu două sisteme elastice. În modul acesta apar 6 necunoscute (4 mărimi gravimetrice și două deplasări liniare echivalente n_0 pentru cele două sisteme), pentru care se pot obține 6 relații independente prin măsurarea numai pe 3 azimute diferite.

Realizarea practică a aparatului va fi redată, în ceea ce are esențial, în cele ce urmează. În principal, aparatul este constituit dintr-o *casetă* care conține două sisteme elastice, montate în dispozitiv antiparalel (cu barele orizontale paralele și masele inferioare așezate opus). Pe fiecare fir de torsiune este fixată solidar o oglindă. Casetă mai conține un dispozitiv optic și de înregistrare al deviațiilor celor două sisteme elastice, astfel încît la poziția de echilibru, un fascicul luminos reflectat de oglinda fiecărui sistem și de o a treia oglindă fixă la peretele casetei să impresioneze o placă fotografică.

În afară de casetă, balanța de torsiune mai conține un *corp turnant* (care are funcția de a roti caseta la anumite intervale de timp și de a o fixa pentru stabilizarea sistemelor elastice pe diferite azimute, precum și de a face contactul electric la anumite momente pentru trimiterea fasciculelor luminoase pe oglinzi), un *prelungitor* (pentru a asigura casetei o înălțime mai mare și prin aceasta a micșora efectul reliefului topografic), precum și un *picioar* (pentru asigurarea stabilității aparatului și a posibilității de orizontalizare rapidă a lui).

În figura 50 este reprodusă o secțiune printr-o balanță de torsiune.

Produsul brut al unei măsurători cu balanța de torsiune este reprezentat pe *placa de înregistrare*. După cum s-a precizat mai înainte, deviațiile sistemelor elastice ale unei balanțe de torsiune sub acțiunea mărimilor gravimetrice în diferite azimuturi nu sînt determinate în termeni unghiulari, ci ca deplasări liniare echivalente. Aceasta se realizează prin înregistrarea impresiunii pe o placă fotografică lăsată de un fascicul luminos

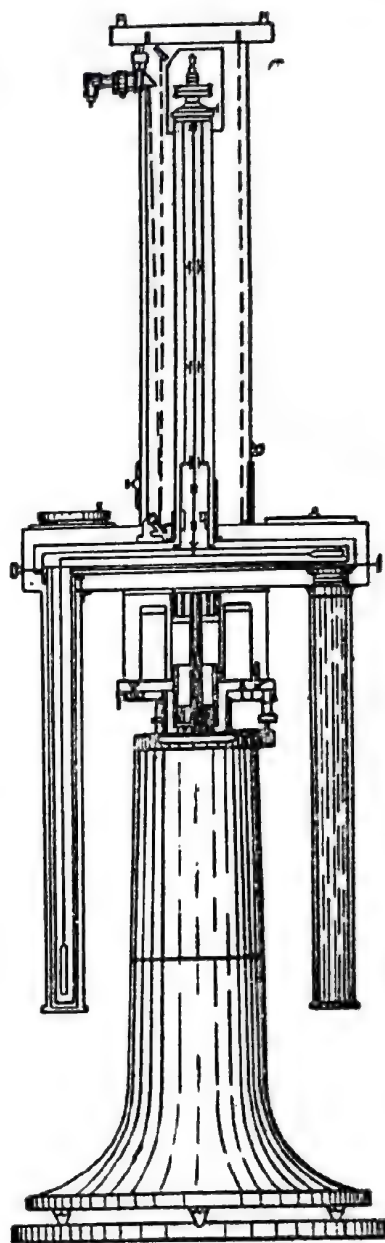


Fig. 50. Secțiune printr-o balanță de torsiune tip Askania Z-40.

reflectat de o oglindă fixă, precum și de impresiunile lăsate de fasciculele luminoase reflectate de cele două oglinzi mobile.

În figura 51 este reprodusă o placă de înregistrare obținută cu o balanță de torsiune Askania Z-40. După cum se poate remarca ușor, înregistrarea s-a făcut pe 3 azimuturi (0° , 120° și 240°), însă în mai multe cicluri consecutive, în număr de 6, dintre care 4 complete. În acest exemplu se pot distinge impresiunile date de oglinda fixă (F), precum și de cele două sisteme elastice (I și II); în plus, seria impresiunilor din stînga plăcii (T) ne dau o indicație asupra variației temperaturii interioare a aparatului în timpul cît a durat înregistrarea plăcii.

Datele furnizate de o astfel de placă de înregistrare sînt exploatate în modul următor: cu ajutorul unei plăci transparente,

care are trasate pe ea gradații semimilimetrice, se execută citirile pentru determinarea valorilor notate cu n . Aceasta este suprapusă plăcii de înregistrare, astfel ca linia de bază a ei să se suprapună perfect cu linia punctelor fixe (F). După aceea se citesc distanțele n respective la fiecare punct de înregistrare al celor două sisteme elastice, exprimîndu-se în milimetri. Precizia unei astfel de determinări de distanță este de 0,1 din echidistanța între două gradații a plăcii transparente, adică 0,05 mm. Aceste citiri ne furnizează valorile lui n'_i și n''_i .

Valorile n'_0 și n''_0 se obțin prin efectuarea mediilor aritmetice a cîte 3 valori succesive a lui n' , respectiv n'' , pentru fiecare azimut în parte.

Calculul valorilor brute ale gradientilor orizontali și a mărimilor de curbură se face apoi prin aplicarea formulei (180), dacă bineînțeles s-a folosit o balanță de tip Z, înlocuind valorile lui n'_i , n''_i , n'_0 și n''_0 determinate ca mai sus. Pentru ușurarea acestor calcule s-au întocmit formule simple, astfel încît această operație poate fi executată de un calculator obișnuit cu calificare medie.

Măsurătorile cu balanța de torsiune se execută în general pe profiluri, în stații la echidistanța de 100—200 m. În fiecare punct de stație se execută și măsurători topografice (nivelment radial) necesare calculului reducerilor de relief topografic.

Pentru stabilirea corectă a valorilor brute ale celor patru mărimi gravimetrice trebuie aplicate corecțiile instrumentale.

Se înțelege în general prin corecții instrumentale, pentru orice aparat geofizic, valorile inverse ale anumitor efecte datorite condițiilor fizice sau meteorologice și care sînt variabile în timpul măsurătorilor cu aceste aparate. Aceste corecții se aplică valorilor măsurate cu astfel de aparate pentru a le



Fig. 51. Placă de înregistrare.

face comparabile între ele, ca și cum acestea ar fi fost în mod ideal determinate în riguros aceleași condiții. Fiind vorba de condiții fizice, vom avea în general corecții de temperatură, de presiune, de stare higrometrică etc.

În cazul particular al balanței de torsiune intră în considerare numai variația temperaturii în timpul măsurărilor. Dacă variația temperaturii înregistrată pe placă, așa cum s-a văzut, este mică, atunci efectul ei este aproape total eliminat prin efectuarea valorilor medii în calculul lui n'_0 și n''_0 . Dacă însă variația temperaturii în timpul unei înregistrări este mai mare, atunci trebuie aplicate corecții de temperatură, ceea ce constituie o operație destul de complicată și asupra căreia nu este cazul de intrat în detalii.

În ultima vreme, balanțele de torsiune au fost înlocuite cu succes de *gradientometre*. Gradientometrele reprezintă de fapt tot niște balanțe de torsiune, modificate pentru a se realiza o productivitate mai mare.

Ca exemplu de astfel de aparat vom prezenta mai jos gradientometrul GRBM-2 de construcție sovietică, cu care ocazie va apărea și principiul de construcție și funcționare al acestui gen de aparate.

Aparatul conține 4 sisteme elastice de torsiune, fiecare din ele fiind constituit dintr-un tub (T) de aluminiu, care are fixate lateral și în opoziție la cele două capete ale lui câte o masă (m_1 și m_2). Un astfel de sistem este suspendat de un fir de torsiune (t) care trece prin axul tubului și este fixat la un cap de torsiune (CT). În figura 52 este reprodusă o secțiune printr-un sistem elastic. Datorită distanței mici pe orizontală dintre cele două mase ale sistemului elastic este asigurat acestuia un moment de inerție mic, respectiv o perioadă de oscilație mică, care se traduce practic printr-o perioadă de stabilizare la poziția de echilibru foarte scurtă (1—3 min); totodată însă, sistemul devine puțin sensibil la influența mărimilor de curbură W_Δ și W_{xy} , astfel

încît, în mod practic, nu poate fi folosit decît pentru determinarea celor două componente ale gradientului orizontal, adică W_{zx} și W_{zy} .

Cele 4 sisteme elastice sînt montate într-un bloc masiv central, fiind plasate în 4 canale special prevăzute în acesta și situate în colțurile lui; totul este asamblat în corpul propriu-zis al aparatului, care conține și dispozitivul optic prin intermediul căruia se execută măsurătorile. Stabilitatea aparatului și posibilitatea de orizontalizare și de orientare a lui pe diverse azimuturi este asigurată de un dispozitiv de rotire în plan orizontal, o calotă sferică și o placă de aluminiu, care constituie împreună cu corpul aparatului părțile principale ale gradientometrului.

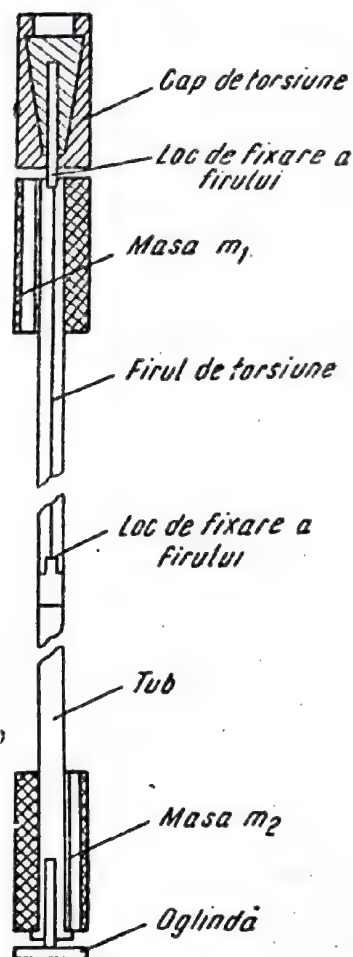


Fig. 52. Secțiune printr-un sistem elastic al gradientometrului GRBM-2.

Citirea la aparat este directă, la poziția de echilibru a sistemelor, pe 4 scări corespunzătoare celor 4 sisteme elastice pe care acestea trimit un reper optic.

Organizarea măsurătorilor cu gradientometrul se face în același mod ca și a celor cu balanța de torsiune.

2. METROLOGIA CÎMPULUI GRAVITAȚII

Cîmpul gravitației prezintă unele avantaje față de mărimile gravimetrice determinate cu balanța de torsiune, respectiv gradientul orizontal total și curbura diferențială, prin aceea că are un sens fizic mai ușor de intuit, asigurînd deci o interpretare geologică mai ușoară și mai sigură, măsurarea lui se face în parte în condiții mai ușoare și cu aparate de randament mare, prospecțiunea gravimetrică putînd fi efectuată mai repede și la un preț de cost mai redus, iar limitările introduse de relieful topografic sînt mai mici și deci domeniul de aplicabilitate în problemele geologice este mai mare.

Valorile cîmpului gravitației în diferite puncte pe suprafața pămîntului pot fi determinate în două moduri, și anume:

— *ca valori absolute*, care se notează cu g și care reprezintă valoarea totală a cîmpului gravitației într-un punct, datorită întregii mase a pămîntului;

— *ca valori relative*, care se notează cu Δg și care reprezintă variațiile valorii lui g în diferite puncte în raport cu valoarea lui g într-un punct oarecare ales de noi, absolută sau aleasă arbitrar. Valorile relative ale cîmpului gravitației reprezintă numai efectul variațiilor de masă din pătura superioară a litosferei.

Valorile absolute sau relative ale cîmpului gravitației se pot determina cu ajutorul *aparatelor pendulare*.

Aceste aparate conțin unul sau mai multe pendule oscilante, al căror principiu este cunoscut de mai multe secole. Aparatele pendulare cu ajutorul cărora se pot face determinări a intensității cîmpului gravitației care să satisfacă necesitățile de precizie actuale sînt însă de dată relativ recentă, respectiv de-abia de cîteva decenii.

Principiul măsurătorilor cu aparate pendulare se bazează pe metoda determinărilor dinamice, în care este studiată mișcarea imprimată unui sistem cunoscut prin acțiunea unei forțe și măsurată accelerația imprimată acestui sistem. Masa sistemului fiind cunoscută, forța necunoscută poate fi ușor determinată pe baza legii a II-a a lui Newton relația (2).

Cu ajutorul aparatelor pendulare se pot face determinări atît de valori absolute cît și de valori relative ale cîmpului gravitației. Aplicația lor în prospecțiunea gravimetrică este însă destul de redusă, domeniul mare de aplicabilitate al acestor măsurători fiind în legătură cu problemele de geodezie sau de fizica globului.

Spre deosebire de aceste aparate prezentate anterior, *gravimetrele statice* ocupă locul cel mai important în prospecțiunea gravimetrică. Aceasta se datorește faptului că în construirea acestor aparate s-a ajuns la tipuri și modele cu principii simple, ușor de mînuit și de transportat și deci de rentabi-

litate mare în exploatare, avînd totodată o precizie suficientă de măsurare pentru cartarea anomaliilor gravimetrice.

Primele gravimetre statice, construite exclusiv pentru prospecțiunea gravimetrică și care satisfac necesitățile acesteia, au apărut în jurul anului 1930. Date fiind avantajele folosirii acestor aparate, ele au înregistrat o evoluție foarte rapidă, astfel că în momentul de față există peste 100 de tipuri comerciale de gravimetre statice, cu principii și caracteristice diferite.

Indiferent de modul cum sînt realizate din punct de vedere constructiv, gravimetrele statice în principiu se bazează pe metoda determinărilor statice, în care este studiată menținerea în echilibru a unui sistem cunoscut, supus acțiunii unei forțe ce trebuie măsurată, cu ajutorul unei alte forțe cunoscute sau măsurabile. În cazul particular al gravimetrelor statice, forța care trebuie măsurată este întotdeauna cîmpul gravitației. Forța cunoscută sau măsurabilă, cu ajutorul căreia se realizează menținerea în echilibru a sistemului, poate fi însă de multe feluri, după modul în care este construit aparatul, putînd fi, de exemplu, forța elastică a unui arc, presiunea unui gaz, forța electromagnetică produsă de un curent electric de intensitate potrivită care circulă printr-o bobină etc.

Gravimetrele statice sînt aparate cu care nu se pot măsura decît valorile relative ale cîmpului gravitației. Și acesta este unul din motivele pentru care aceste aparate sînt folosite aproape în exclusivitate numai în scopuri de prospecțiune gravimetrică.

Cele mai simple gravimetre statice sînt de tipul dinamometrelor. În figura 53 este prezentat un sistem elastic pentru gravimetru static, de un astfel de tip. După cum se poate observa, un astfel de sistem elastic este compus dintr-o masă M , suspendată de un arc, al cărui al doilea capăt este încastrat la un suport fix.

Într-un punct oarecare în care valoarea cîmpului gravitației este g_1 , masa M va fi sub acțiunea unei forțe $F_1 = M \cdot g_1$. Să notăm cu k constanta de tensiune a arcului.

Masa M se va deplasa către în jos sub acțiunea forței F_1 pînă în momentul în care forța interioară (de sens contrar) care se naște în arc va deveni egală în valoare absolută cu aceasta. Pentru poziția de echilibru, în care forța exterioară este egală cu cea interioară din arc, reperul fixat la masa M va indica pe o scară gradată o anumită diviziune pe care o notăm cu S_1 și care este măsura deplasării masei sistemului elastic sub acțiunea forței F_1 . Forța interioară are în acest caz valoarea $k \cdot S_1$. La poziția de echilibru devine valabilă relația:

$$M \cdot g_1 = k \cdot S_1. \quad (182)$$

Dacă deplasăm sistemul elastic într-un alt punct, în care valoarea cîmpului gravitației este g_2 , vom constata la poziția de echilibru o altă diviziune, pe o scară

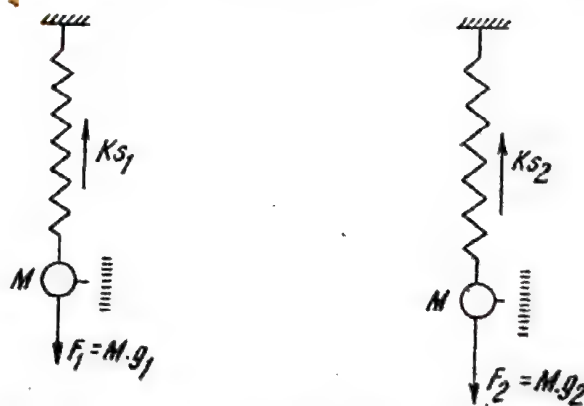


Fig. 53. Sistem elastic pentru gravimetru static, de tipul dinamometrului.

gradată în dreptul reperului fixat pe masa M și pe care o notăm cu S_2 . Relația la poziția de echilibru în acest al doilea punct va fi deci

$$M \cdot g_2 = k \cdot S_2. \quad (183)$$

Împărțind relația (183) prin relația (182), se obține:

$$\frac{g_2}{g_1} = \frac{S_2}{S_1} \quad (184)$$

și scăzând numitorii din numărători, avem

$$\frac{g_2 - g_1}{g_1} = \frac{S_2 - S_1}{S_1}. \quad (185)$$

Din relația de mai sus se poate deduce imediat relația fundamentală pentru măsurătorile relative cu gravimetrul static

$$\Delta g = g_2 - g_1 = g_1 \cdot \left(\frac{S_2}{S_1} - 1 \right), \quad (186)$$

din care se observă că valoarea relativă a cîmpului gravitației într-un punct oarecare, în raport cu o stație de bază de valoare cunoscută (g_1), este funcție de valoarea cîmpului gravitației în această stație de bază și de raportul deplasărilor S_1 și S_2 ale masei sistemului elastic la poziția de echilibru în cele două puncte.

Gravimetrele statice pot fi de două tipuri principale, și anume: *n e a s t a t i z a t e*, care folosesc un sistem elastic la care deplasările sînt direct proporționale cu cîmpul gravitației, și *a s t a t i z a t e*, care folosesc sisteme elastice la care deplasările sînt amplificate datorită faptului că acestea sînt astfel construite încît sînt foarte aproape de poziția de instabilitate (echilibru labil). Prima categorie este caracterizată prin relații liniare între cîmpul gravitației și deplasările masei, în timp ce a doua categorie, prin relații mai complicate, de ordin superior.

La noi în țară s-au folosit pînă în prezent mai multe tipuri de *gravimetre statice*. Dintre acestea vom da cîteva relații numai cu privire la două, care în momentul de față sînt utilizate pe scară largă.

Gravimetrul Nørgaard TNK. Sistemul elastic al acestui aparat (figura 54) constă dintr-un pendul de cuarț așezat aproape orizontal, fixat prin intermediul

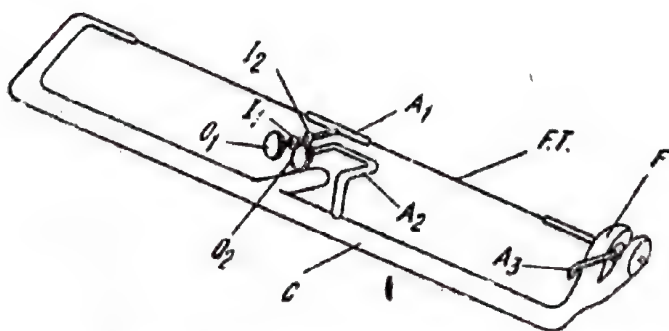


Fig. 54. Schița sistemului elastic al gravimetrului Nørgaard TNK.

unui braț (A_1) și a unui fir de torsiune (FT) orizontal, la un cadru (C). Pendulul, firul de torsiune și cadrul sînt construite din cuarț topit. Pendulul are două inele de platină (I_1 și I_2), pentru a-i mări masa lui și o oglindă (O_1); o a doua oglindă (O_2), identică cu prima, este fixată la un braț (A_2) al cadrului și este situată în imediata vecinătate a oglinzii O_1 . Întregul sistem

elastic este imersat în lichid (de tipul petrolului lampant) și complet închis într-o casetă, care este prevăzută cu o fereastră ce permite observarea celor două oglinzi.

Pentru o anumită valoare a cîmpului gravitației g_0 (numită valoare de bază a aparatului) și la o anumită temperatură T_0 (numită *temperatura critică* sau *temperatură de compensare termică totală*), atunci cînd caseta sistemului elastic și totodată aceasta, este orizontală, cele două oglinzi se găsesc în același plan. Această poziție particulară în care cele două oglinzi se găsesc riguros în același plan poartă numele de *poziție de coincidență*.

Pentru orice altă valoare a cîmpului gravitației g și la orice altă temperatură T , coincidența celor două oglinzi va putea fi obținută numai dacă se înclină caseta sistemului elastic cu un unghi α față de poziția orizontală, prin rotirea ei în jurul unei axe paralele cu direcția firului de torsiune.

Relația fundamentală a gravimetrului Nörsgaard va fi deci:

$$g_0 = g \cdot \cos \alpha. \quad (186, a)$$

Din această relație reiese că pentru aceeași valoare a cîmpului gravitației g există două poziții de coincidență a oglinzilor, care pot fi realizate la unghiurile $+\alpha$ și $-\alpha$ față de planul orizontal, deoarece $\cos \alpha = \cos(-\alpha)$. De asemenea se mai poate constata din relația (186, a) că g_0 este cea mai mică valoare a cîmpului gravitației, care poate fi măsurată cu acest aparat, deoarece $\cos \alpha$ este întotdeauna subunitar ca valoare.

Valoarea de bază g_0 a aparatului este o valoare arbitrară, stabilită în general ca cea mai mică valoare măsurabilă în regiunea de prospectat. În cazul deplasării într-o altă regiune, valoarea de bază g_0 este modificată convenabil prin detorsionarea sau torsionarea firului de torsiune, operație care se realizează prin rotirea brațului de care este fixat firul de torsiune și care trece prin furca (F) a cadrului, cu ajutorul pîrghiei (A_3).

Aparatul este realizat astfel încît să se poată face coincidența celor două oglinzi în cele două poziții, deasupra și dedesubtul planului orizontal. Pentru aceasta, caseta cu sistemul elastic este fixată într-un cilindru orizontal, care stă pe două lagăre cu bilă (care creează o axă de rotație a cilindrului orizontal, respectiv a casetei); de asemenea este prevăzut cu un dispozitiv optic pentru controlul direct al coincidenței, control care se face prin aducerea celor două repere (unul reflectat de oglinda fixă și celălalt de oglinda mobilă) într-o poziție anumită în cîmpul vizual al ocularului.

Unghiurile de înclinare α la poziția de coincidență nu se citesc ca valori unghiulare, ci sub forma deplasării liniare echivalente m (v. fig. 55). Evaluarea mărimii m se face cu ajutorul a două șuruburi micrometrice.

Formula practică de lucru după care se calculează valorile relative ale cîmpului gravitației măsurate cu gravimetrul Nörsgaard TNK este funcție de această cantitate pe care am notat-o cu m și se exprimă sub forma

$$g_r = g - g_0 = C \cdot m^2, \quad (187)$$

în care C este o constantă caracteristică fiecărui aparat în parte și este funcție de dimensiunile constructive K și L (v. fig. 55).

Primele modele ale acestui aparat, care este de construcție suedeză, necesitau aplicarea unei corecții de temperatură la valorile brute măsurate, pentru eliminarea influenței variațiilor de temperatură în timpul măsură-

torilor. Valoarea acestei corecții se poate stabili experimental, prin efectuarea de măsurători în același loc, la diferite temperaturi. Modelele mai noi sînt prevăzute cu o instalație termostatică prin care se menține constantă temperatura interioară a aparatului, astfel încît problema variațiilor de temperatură nu se mai pune.

Precizia determinării valorilor relative ale cîmpului gravitației cu gravimetrul N ö r g a a r d T N K este de $\pm 0,25 \text{ mgal}$.

Gravimetrul GAK-4M. Sistemul elastic al acestui aparat este construit de asemenea în întregime din cuarț și în principiu este un seismograf vertical tip G a l i ț i n. El este constituit dintr-un pendul (1) menținut în echilibru de forța de torsiune din firele de torsiune (2) și de forța elastică din arcul principal (4). Arcul principal este fixat cu capătul inferior la o prelungire a pendulului (10), iar cu cel superior la partea fixă a sistemului și prin ea la casetă.

La o anumită valoare a cîmpului gravitației, pendulul va lua o poziție anumită de

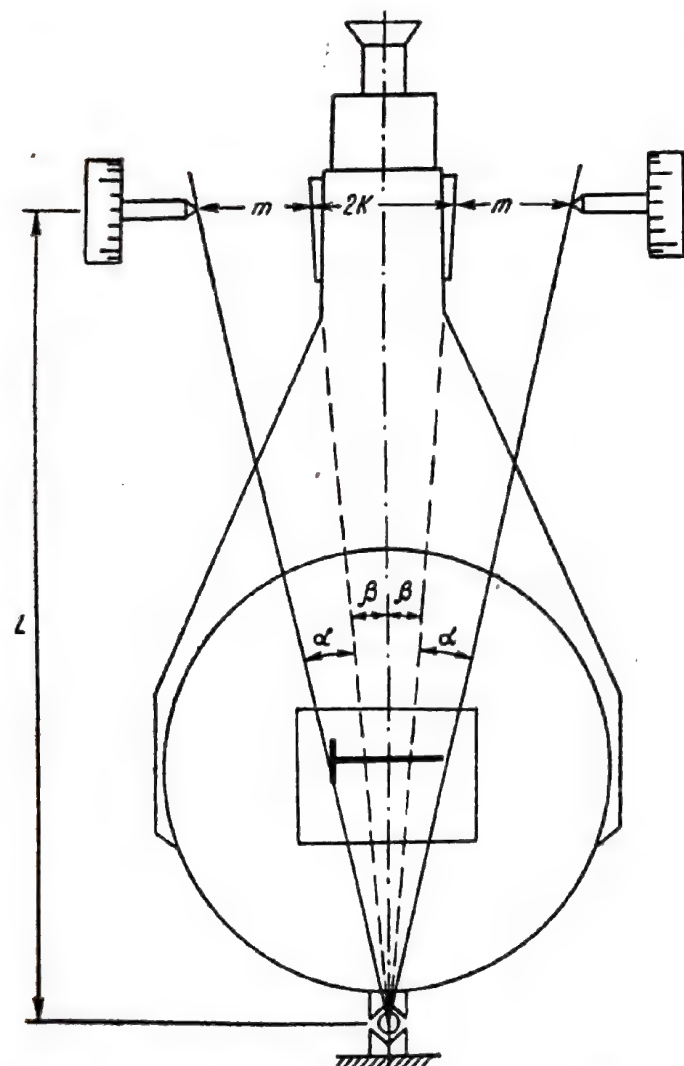


Fig. 55. Schema de principiu a gravimetrului Nörgaard TNK.

echilibru. Prin rotirea convenabilă a șurubului micrometric și modificarea respectivă a tensiunii din arcul (6), pendulul este adus în poziția orizontală (poziția de zero), fapt care se constată prin așezarea reperului de citire pe diviziunea centrală a scării ocularului. Operația aceasta este efectuată în fiecare punct de stație și variațiile cîmpului gravitației sînt proporționale cu citirile pe șurubul micrometric după realizarea poziției de zero.

Sistemul elastic mai conține arcul (7) pentru schimbarea bazei de măsurare (la schimbarea regiunii de lucru sau chiar în cadrul aceleiași regiuni

dacă există variații mari de gravitate care depășesc domeniul de măsurare al aparatului) și firul metalic (9), care are funcțiunea de autocompensator al variațiilor de temperatură.

Sistemul elastic de cuarț este fixat într-o casetă (pahar), din care este extras aerul pînă se ajunge la o presiune interioară de circa 5 mm Hg.

În figura 56 este reprodusă schița sistemului elastic.

Paharul, împreună cu corpul care conține mecanismele de acționare și dispozitivul optic, este introdus într-un vas Dewar (cu ajutorul căruia se realizează o bună termostatare) și totul, într-o carcasă metalică exterioară.

Formula practică de lucru după care se calculează valorile relative ale cîmpului gravitației măsurate cu gravimetrul GAK-4M se exprimă sub forma

$$g_r = g_2 - g_1 = C \cdot n, \quad (188)$$

în care C este constanta aparatului și n valoarea citirii la șurubul micrometric.

Precizia determinării valorilor relative ale cîmpului gravitației cu gravimetrul GAK-4M este de $\pm 0,05-0,15$ mgal.

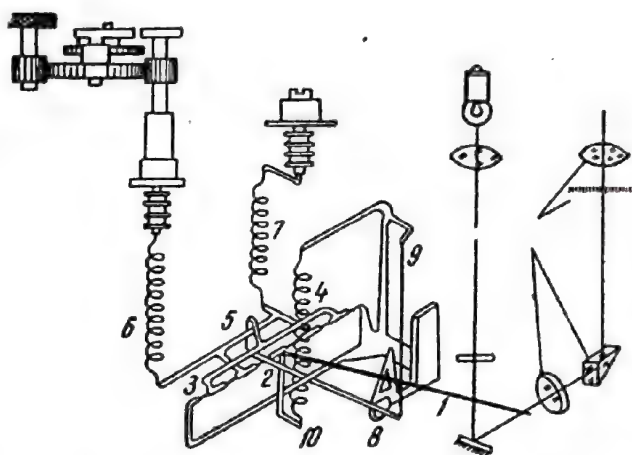


Fig. 56. Schița sistemului elastic al gravimetrului GAK-4M.

2.1. Felul lucrărilor de prospecțiune gravimetrică. În funcție de problema geologică de rezolvat, lucrările de prospecțiune gravimetrică pot fi de mai multe feluri, și anume:

— Lucrări de recunoaștere, pe baza cărora se fac studii generale structurale pentru determinarea marilor unități geologice. Aceste lucrări se execută cu o desime de stații în suprafața prospectată de 1 stație/8—200 km².

— Lucrări de cercetare, care au ca scop studii locale de structuri și se execută cu desime de 1 stație/1—8 km².

— Lucrări de detaliu, avînd ca scop studii de zăcămintele locale și se execută cu desime de 1 stație/0,01—1 km².

— Lucrări de mare detaliu, cu ajutorul cărora se fac studii de zăcămintele cu dimensiuni mici (în general zăcămintele de minereuri) și care se execută cu desime de 1 stație/0,0025—0,01 km².

Alegerea felului de prospecțiune gravimetrică care trebuie folosită pentru rezolvarea unei probleme geologice, precum și a caracteristicilor rețelei de puncte de măsurare (echidistanța între stații, distanța între profiluri, modul de aranjare a profilurilor etc.) este de o deosebită importanță pentru asigurarea succesului acestui gen de prospecțiune. Pentru o bună alegere este de mare importanță experiența celui care face organizarea lucrărilor. Pentru lucrările cu caracter local care se referă la zăcămintele și în zonele în care există unele informații asupra caracterelor generale ale anomaliilor cîmpului gravitației, obți-

nute prin lucrări prealabile de recunoaștere sau cercetare, caracteristicile rețelei optime de puncte de măsurare pot fi stabilite pe bază de criterii obiective ¹.

2.2. Felul stațiilor gravimetrice. O rețea de puncte de măsurare este în general constituită din stații gravimetrice de mai multe feluri, după cum urmează :

— Stații de referință (de bază sau de sprijin), care reprezintă puncte de măsurare la care se efectuează multiple măsurători și care servesc pentru controlul general al lucrărilor și stabilirea unui sistem omogen de gravitate relativă sau pentru integrarea lucrărilor în sistemul general de gravitate absolută.

— Stații de legătură și de control, care reprezintă stații cu cel puțin două măsurători și care servesc pentru transmiterea valorilor de gravitate și controlul măsurătorilor.

— Stații de serie sau ordinare, care reprezintă stații cu o singură măsurătoare completă ce servesc la obținerea unei desimi de acoperire suficiente pentru precizarea anomaliei gravității în zona de prospectat și deci rezolvarea problemei geologice.

Ciclul. Măsurătorile gravimetrice cu gravimetrul static se execută pe cicluri de stații gravimetrice. Acestea reprezintă grupuri de stații măsurate independent, măsurătorile fiind efectuate în aceleași condiții instrumentale și operative. Deoarece valorile câmpului gravității determinate cu gravimetrul static sînt relative, atât pentru a atinge o precizie cît mai mare la stabilirea diferențelor de gravitate cît și pentru a se putea elimina unele influențe parazitare asupra cărora vom insista mai departe, fiecare stație din cadrul unui ciclu trebuie măsurată cel puțin de două ori. După modul în care se face repetarea măsurătorilor în aceeași stație a unui ciclu, acestea pot fi de mai multe feluri, și anume: ciclu cu succesiune directă, ciclu cu succesiune inversă și ciclu în pas de pelerin.

Driftul instrumental. Poartă numele de drift instrumental un fenomen complex, care caracterizează sistemele elastice fine, datorită variației în timp a proprietăților elastice a pieselor componente și care se manifestă la gravimetrele statice ca o variație continuă a valorii măsurate cu acest aparat în același punct, în funcție de timp. În figura 57 este reprezentată principial o diagramă din care reiese modul în care

manifestă acest fenomen la gravimetrele statice.

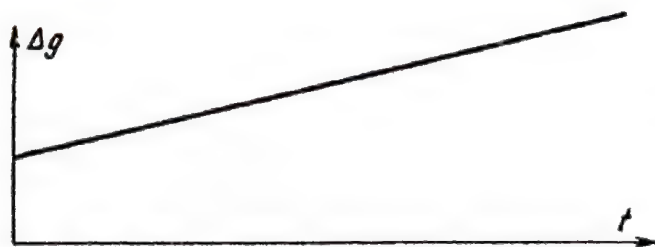


Fig. 57. Driftul instrumental.

Este de precizat că această variație de timp a valorilor măsurate a câmpului gravității cu gravimetrul static nu reprezintă o variație reală în timp a câmpului gravității, ci este numai o variație aparentă provenită din caracteristicile elastice ale pieselor

¹ Botezatu R., *Asupra calculului anomaliei gravității în reducerea Bouguer*, *Metologia aplicată*, 8, 1957.

care compun sistemul elastic al aparatului. De exemplu, la gravimetrele statice de tip Nörsgaard, driftul este *liniar, pozitiv și de valoare mică*, manifestându-se ca o creștere ușoară și continuă a valorilor măsurate în același punct, în funcție de timp. Aceste caracteristici se mențin pe intervale de timp, care corespund timpului necesar efectuării unui ciclu (3—8 ore), însă variază ușor pe intervale de timp mai mari.

Existența fenomenului de drift la sistemele elastice ale gravimetrelor statice impune necesitatea repetării tuturor stațiilor gravimetrice din cadrul unui ciclu, deoarece, așa cum s-a arătat mai sus, valorile determinate în fiecare stație sînt funcție și de ora la care au fost măsurate. Pentru eliminarea influenței acestui fenomen se folosește în general calea grafică, prin așa-numitele „diagrame de drift”.

În figura 58 este reprezentată o diagramă de drift pentru un ciclu cu succesiune inversă, compus din 5 stații. După cum se poate remarca, pe o astfel de diagramă sînt proiectate în funcție de valoarea măsurată Δg și de ora exactă la care s-a făcut măsurătoarea, toate măsurătorile din stațiile ciclului. Prin eliminarea driftului instrumental dintr-o astfel de diagramă se urmărește stabilirea diferențelor de gravitate Δg între toate stațiile ciclului și stația de bază a lui, care ar fi fost determinate direct dacă toate măsurătorile ar fi fost executate simultan. Pentru aceasta se determină diferența de gravitate pe diagrama de drift între valoarea măsurată în fiecare stație și valoarea din stația de bază a ciclului la aceeași oră. În baza principiului de mai sus și a diagramei de drift din figura 58, diferențele de gravitate între stațiile 2, 3,etc. și stația de bază 1 se pot scrie

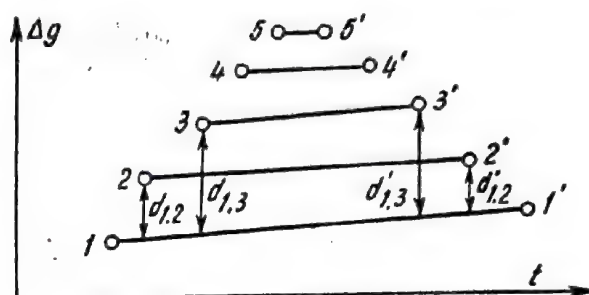


Fig. 58. Exemplu de diagramă de drift.

$$\Delta g_{1,2} = \frac{d_{1,2} + d'_{1,2}}{2} \quad \Delta g_{1,3} = \frac{d_{1,3} + d'_{1,3}}{2} \text{ etc.} \quad (189)$$

În general, driftul instrumental trebuie să aibă în mod practic aceeași valoare în fiecare stație, ceea ce înseamnă că segmentele 1—1', 2—2' etc. trebuie să fie aproape paralele. Din acest punct de vedere, diagrama de drift reprezintă totodată un control al mersului aparatului în cadrul măsurării unui ciclu, arătînd calitatea funcționării lui, ceea ce este foarte important pentru prelucrarea ulterioară a valorilor măsurate.

2.3. Calculul și compensarea valorilor relative ale gravității măsurate. Diferențele de gravitate obținute între capetele ciclurilor executate în cuprinsul unei lucrări de prospecțiune gravimetrică sînt puse cap la cap și combinate

astfel încât să se obțină poligoane închise, transversale și bucle exterioare, pentru ca să se poată controla calitatea valorilor măsurate.

Pentru a se exemplifica modul în care se procedează la calculul valorilor de gravitate măsurată, este reprodus în figura 59 cazul unui poligon închis

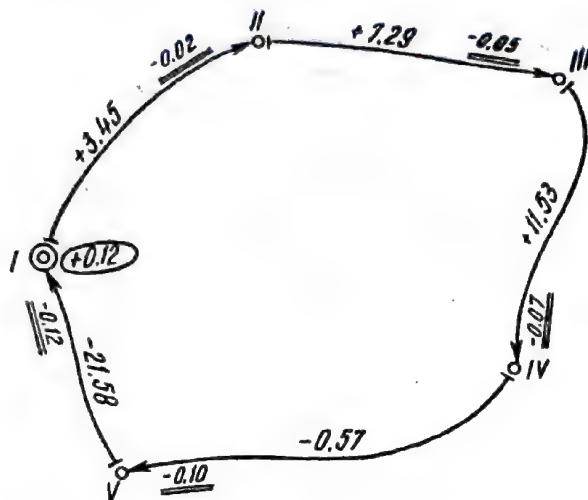


Fig. 59. Exemplu de calcul și compensare a gravității măsurate la un circuit închis.

compus din 5 cicluri. În primul rând se face suma algebrică a diferențelor de gravitate măsurată din toate ciclurile acestui poligon închis. De obicei, însumarea aceasta nu conduce la valoarea zero, ci la un rest care reprezintă valoarea de închidere a poligonului (în cazul nostru, eroarea de închidere este de $+0,12$ mgal).

Eroarea de închidere cu semn schimbat reprezintă corecția de închidere, care trebuie repartizată într-o ipoteză oarecare la toate stațiile din cuprinsul poligonului. Este de precizat aici că această eroare de închidere trebuie să fie inferioară în valoare unor toleranțe admisibile, fixate după ca-

racterul lucrării de prospecțiune gravimetrică și obiectivul geologic urmărit, în caz contrar diferențele de gravitate pe cicluri fiind afectate de greșeli care impun repetarea măsurătorilor pînă cînd eroarea de închidere satisface condițiile impuse. Toleranțele admisibile impuse prospecțiunilor gravimetrice cu gravimetrul static sînt în general cuprinse între $\pm 0,10$ mgal și $\pm 0,30$ mgal.

Presupunînd că eroarea de închidere satisface condițiile impuse, adică este inferioară toleranței lucrării, urmează ca aceasta să fie repartizată în toate stațiile din cuprinsul poligonului într-o ipoteză oarecare. Se poate considera, de exemplu, că eroarea de închidere a fost acumulată progresiv pe toate stațiile din cuprinsul poligonului. În acest caz vom folosi ipoteza unei repartiții liniare a erorii de închidere.

În mod absolut identic se procedează pentru toate profilurile (transversale sau bucle exterioare) efectuate în cadrul prospecțiunii gravimetrice respective.

În felul acesta se constituie rețeaua de gravitate măsurată compensată, care conține valorile relative ale cîmpului gravității pentru întreaga rețea de stații gravimetrice din cuprinsul regiunii de prospectat. Aceste valori relative constituie un sistem omogen, raportat la valoarea de gravitate a stației de bază a lucrării respective, care poate fi o stație cu valoare absolută cunoscută, cu o valoare relativă cunoscută dintr-o lucrare anterioară sau cu o valoare arbitrar aleasă.

astfel încît să se obțină poligoane închise, transversale și bucle exterioare, pentru ca să se poată controla calitatea valorilor măsurate.

Pentru a se exemplifica modul în care se procedează la calculul valorilor de gravitate măsurată, este reprodus în figura 59 cazul unui poligon închis

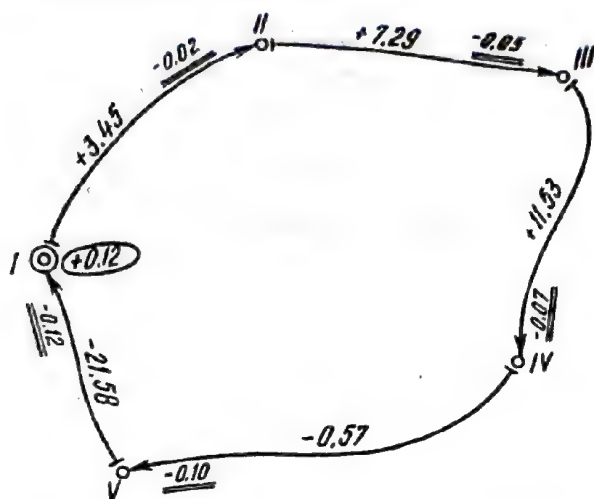


Fig. 59. Exemplu de calcul și compensare a gravității măsurate la un circuit închis.

compus din 5 cicluri. În primul rând se face suma algebrică a diferențelor de gravitate măsurată din toate ciclurile acestui poligon închis. De obicei, însumarea aceasta nu conduce la valoarea zero, ci la un rest care reprezintă valoarea de închidere a poligonului (în cazul nostru, eroarea de închidere este de $\pm 0,12$ mgal). Eroarea de închidere cu semn schimbat reprezintă corecția de închidere, care trebuie repartizată într-o ipoteză oarecare la toate stațiile din cuprinsul poligonului. Este de precizat aici că această eroare de închidere trebuie să fie inferioară în valoare unor toleranțe admisibile, fixate după ca-

racterul lucrării de prospecțiune gravimetrică și obiectivul geologic urmărit, în caz contrar diferențele de gravitate pe cicluri fiind afectate de greșeli care impun repetarea măsurătorilor pînă cînd eroarea de închidere satisface condițiile impuse. Toleranțele admisibile impuse prospecțiunilor gravimetrice cu gravimetrul static sînt în general cuprinse între $\pm 0,10$ mgal și $\pm 0,30$ mgal.

Presupunînd că eroarea de închidere satisface condițiile impuse, adică este inferioară toleranței lucrării, urmează ca aceasta să fie repartizată în toate stațiile din cuprinsul poligonului într-o ipoteză oarecare. Se poate considera, de exemplu, că eroarea de închidere a fost acumulată progresiv pe toate stațiile din cuprinsul poligonului. În acest caz vom folosi ipoteza unei repartiții liniare a erorii de închidere.

În mod absolut identic se procedează pentru toate profilurile (transversale sau bucle exterioare) efectuate în cadrul prospecțiunii gravimetrice respective.

În felul acesta se constituie rețeaua de gravitate măsurată compensată, care conține valorile relative ale cîmpului gravității pentru întreaga rețea de stații gravimetrice din cuprinsul regiunii de prospectat. Aceste valori relative constituie un sistem omogen, raportat la valoarea de gravitate a stației de bază a lucrării respective, care poate fi o stație cu valoare absolută cunoscută, cu o valoare relativă cunoscută dintr-o lucrare anterioară sau cu o valoare arbitrar aleasă.

Au fost date mai multe detalii cu privire la metodica și tehnica prospecțiunilor gravimetrice, avînd în vedere că trăsăturile esențiale sînt valabile pentru orice gen de prospecțiuni geofizice, bazate pe măsurători relative și îndeosebi pentru cele magnetometrice.

CAPITOLUL XIV

DETERMINAREA ANOMALIILOR GRAVIMETRICE

Mărimile gravimetrice determinate cu diferitele aparate, așa cum s-a arătat în capitolul precedent, și cărora li s-au aplicat corecțiile instrumentale nu reflectă încă numai distribuția de masă din subsol — singura care prezintă interes din punct de vedere geologic — deoarece mai conțin și o serie de efecte datorită unor factori de suprafață, de ordin geomorfologic și geografic. Eliminarea acestor efecte se face prin aplicarea *reducerilor geofizice*, iar mărimile gravimetrice astfel reduse poartă numele de *anomalii gravimetrice*.

1. DETERMINAREA ANOMALIILOR GRADIENTULUI ORIZONTAL ȘI A CURBURII DIFERENȚIALE

1.1. **Reducerile geofizice aplicate valorilor brute ale gradientului orizontal total și ale curburii diferențiale.** Valorilor brute ale mărimilor determinate cu balanța de torsiune sau gradientometrul, respectiv W_{zx} , W_{zy} , W_{Δ} și $2 W_{xy}$, li se aplică o sumă de reduceri geofizice.

În general, se înțelege prin reduceri geofizice, valorile inverse ale unor anumite efecte datorite factorilor de ordin geomorfologic sau geografic în fiecare punct de măsurare cu un aparat geofizic. Dintre acești factori, cei mai importanți sînt *elevația*, *relieful* terenului învecinat și *latitudinea geografică* pentru prospecțiunile gravimetrice, *latitudinea* și *longitudinea geomagnetică* pentru prospecțiunile magnetometrice, *elevația* și *relieful topografic* pentru prospecțiunile seismometrice, *elevația* și *latitudinea geomagnetică* pentru prospecțiunile radiometrice etc.

În cazul particular al măsurătorilor efectuate cu balanța de torsiune se aplică două reduceri geofizice, și anume:

a) *Reducerea de valoare normală.* Aceasta urmărește eliminarea influenței formei pămîntului, în ipoteza că acesta ar avea forma unui elipsoid de revoluție. Deoarece potențialul gravității într-un punct oarecare pe suprafața pămîntului, după cum se știe din relația (21), este funcție de coordonatele acestuia, atît potențialul cît și toate derivatele lui sînt variabile pe suprafața

pământului. Datorită acestui fapt, mărimile gravimetrice determinate cu balanța de torsiune sau cu gradientometrul în diferitele stații dintr-o zonă de lucru vor conține în ele și aceste variații, datorită poziției geografice diferite a acestor stații.

Pentru a le elimina, s-a plecat de la ipoteza simplă că pământul ar avea forma unui elipsoid de revoluție, pentru care s-au calculat expresiile matematice ale celor patru mărimi gravimetrice, în funcție de coordonatele geografice ale unui punct curent pe acest elipsoid (elipsoidul fiind de revoluție, este evident că intervine numai o singură coordonată geografică, și anume latitudinea φ).

Dăm mai jos expresiile matematice pentru cele patru valori normale ale mărimilor gravimetrice, în care a fost introdusă și corectarea valorilor normale, raportându-le la direcția meridianului geomagnetic; deoarece orientarea acestor aparate se face în general cu busola (în relațiile de mai jos D reprezintă declinația cîmpului geomagnetic):

$$\begin{aligned} W_{zx} &= -8,122 \cdot \sin 2\varphi \cdot \cos D \\ W_{zy} &= -8,122 \cdot \sin 2\varphi \cdot \sin D \\ W_{\Delta} &= 10,36 \cdot \cos^2 \varphi \cdot \cos 2D \\ 2W_{xy} &= 10,36 \cdot \cos^2 \varphi \cdot \sin 2D. \end{aligned} \quad (190)$$

b) *Reducerea de relief topografic.* În general este indicat ca măsurătorile cu aceste aparate să se execute în regiuni cît mai plane, fără relief accidentat. Orice neregularitate a terenului va produce atracții, care se vor manifesta în componenta orizontală a cîmpului gravității (și deci și în derivatele acesteia după direcții orizontale) cu atît mai mult, cu cît aceste neregularități sînt mai mari și mai apropiate de punctul de măsurare. Porțiunile de relief situat deasupra sau dedesubtul planului orizontal care trece prin punctul de stație creează excese sau deficite de masă, datorită volumelor umplute cu roci sau cu aer. Eliminarea efectului manifestat în diversele mărimi gravimetrice de aceste excese sau deficite de masă se face cu ajutorul reducerilor de relief.

Calculul acestor reduceri se efectuează prin împărțirea terenului în jurul punctului de stație în sectoare de inel cilindric și însumarea tuturor efectelor produse de fiecare sector în parte. Metoda este întru totul comparabilă cu aceea folosită la evaluarea reducerilor de relief pentru valorile cîmpului gravității și va fi expusă mai detaliat mai departe. O precizare în plus trebuie făcută pentru cazul reducerilor de relief aplicate mărimilor gravimetrice, determinate cu ajutorul balanței de torsiune sau gradientometre, și anume: înălțimea medie pentru fiecare sector de inel cilindric, pe baza căreia se calculează efectul în mărimea gravimetrică, se determină întotdeauna în raport cu poziția centrului de greutate al aparatului respectiv.

În mod practic, calculul reducerilor de relief se face în două etape, și anume:

— *Reducerea topografică*, prin care se evaluează efectul reliefului din interiorul unui cerc cu rază de 100 m în jurul stației. Pentru aceasta, terenul este împărțit în sectoare de inel cilindric prin 4 sau 8 diametre (după natura reliefului) și prin cercuri cu rază de 1,5 m; 3 m; 5 m; 10 m; 20 m; 30 m; 40 m; 50 m; 70 m și 100 m. Înălțimile medii ale sectoarelor se stabilesc prin nivelment trigonometric.

— *Reducerea cartografică*, prin care se evaluează efectul reliefului cuprins în interiorul inelului circular, cu rază interioară de 100 m și raza exterioară de 150 000 m. Pentru aceasta, terenul este împărțit în sectoare de inel cilindric prin 16 sau 32 diametre și prin cercuri cu raza de 100 m; 150 m; 225 m; 340 m; 500 m; 750 m; 1 150 m; 1 700 m; 2 500 m; 3 800 m; 5 800 m; 8 600 m; 13 000 m; 20 000 m; 30 000 m; 45 000 m; 67 000 m; 100 000 m; 150 000 m. Înălțimile medii ale sectoarelor se stabilesc pe baza hărților topografice, cu ajutorul unei abace de hârtie transparentă construită la scara respectivă și pe care sînt trasate cercurile și diametrele specificate mai sus.

Calculul acestor reduceri este standardizat și se face cu ajutorul unor tabele, care dau valorile acestor reduceri pentru orice sector, în funcție de înălțimea medie a lui.

Valorile acestor reduceri se însumează algebric la valorile brute ale mărimilor respective, obținîndu-se anomaliile gradientului orizontal și ale curburii diferențiale.

1.2. Reprezentarea cartografică a anomaliilor gradientului orizontal total și ale curburii diferențiale. Valorile acestor 4 mărimi gravimetrice măsurate cu ajutorul balanței de torsiune sau al gradientometrului și la care au fost aplicate reducerile geofizice specificate anterior sînt combinate două cîte două și prezentate sub formă vectorială în proiecție pe hărți sau planuri de situație. Acest mod de reprezentare este foarte sugestiv și ușurează interpretarea geologică a acestor date.

a) *Gradientul orizontal total.* Această mărime gravimetrică se determină din cei doi gradienti orizontali măsurați, și anume W_{zx} și W_{zy} . Alegînd direcția O_x corespunzătoare direcției N—S și direcția O_y corespunzătoare direcției E—V, sensurile fiind cele specificate în figura 60, se proiectează în fiecare punct de stație la o scară potrivită cei doi gradienti orizontali W_{zx} și W_{zy} și se determină rezultanta vectorială a acestor două mărimi, care reprezintă gradientul orizontal total W_{zs} . După cum se poate stabili cu ușurință din figura 60, intensitatea gradientului orizontal total este

$$W_{zs} = \sqrt{W_{zx}^2 + W_{zy}^2}. \quad (191)$$

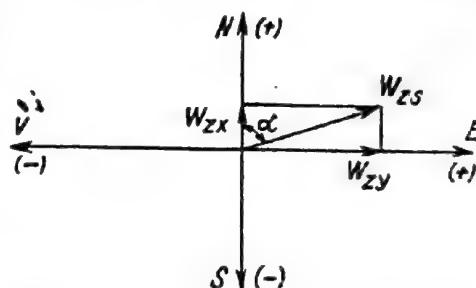


Fig. 60. Gradientul orizontal total.

b) *Curbura diferențială sau tendința directrice orizontală.* Această mărime gravimetrică are un sens fizic ceva mai greu de intuit, din care cauză considerăm necesar să insistăm mai mult asupra ei.

Să considerăm suprafața echipotențială $W = \text{const.}$ care trece prin punctul de măsurare P și din care o porțiune în jurul acestui punct este reprezentată în figura 61. Dacă prin același punct considerăm un plan vertical, atunci intersecția acestuia cu suprafața echipotențială va fi o curbă oarecare și care evident va trece prin punctul P . În jurul punctului P , pe o porțiune infinit mică, arcul de curbă poate fi confundat cu un arc de cerc. Raza acestui cerc echivalent curbei în jurul punctului P poartă numele de *raza de curbură* a curbei în punctul respectiv, iar inversul acestei raze de curbură poartă

numele de *curbura curbei* respective în punctul P . Dacă planul vertical considerat este rotit în jurul unei drepte verticale care să conțină punctul P , astfel încât să fie descrisă o rotație completă, atunci raza de curbura a curbei

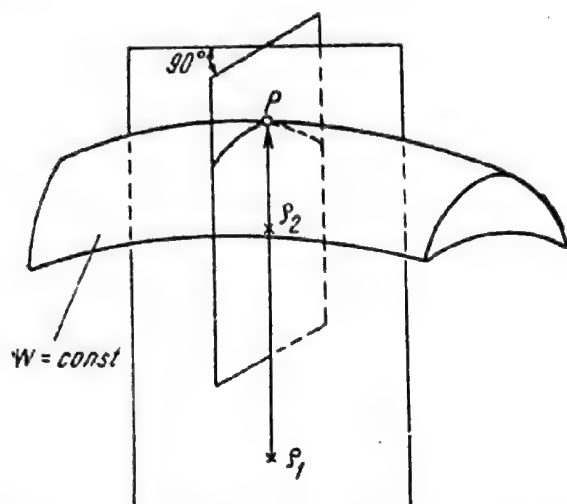


Fig. 61. Suprafața echipotențială într-un punct carecăr P și razele de curbura minimă și maximă.

atinge o valoare maximă ρ_1 și apoi o valoare minimă ρ_2 . Aceste două raze de curbura de valoare extremă se găsesc într-o situație particulară, și anume când cele două plane verticale fac între ele un unghi de 90° .

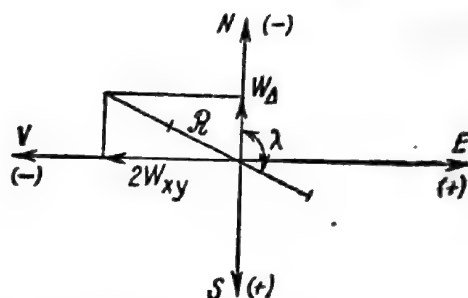


Fig. 62. Curbura diferențială.

Din cele de mai sus apare clar că în orice punct al unei suprafețe echipotențiale vom avea două mărimi caracteristice, și anume: o curbura maximă $1/\rho_2$ și o curbura minimă $1/\rho_1$. Aceste două valori ale curburii suprafeței echipotențiale într-un punct poartă numele de *curburi principale*.

Se demonstrează că cele două mărimi de curbura W_Δ și $2W_{xy}$, măsurate sînt legate de curbura principală ale suprafeței echipotențiale care trece prin punctul de măsurare. Legătura între ele este făcută tocmai prin curbura diferențială, care se notează cu R și a cărei expresie analitică este

$$R = g_p \cdot \left(\frac{1}{\rho_2} - \frac{1}{\rho_1} \right) = \sqrt{W_\Delta^2 + 4W_{xy}^2}, \quad (192)$$

în care g_p reprezintă valoarea cîmpului gravitației în punctul P .

Reprezentarea grafică a acestei mărimi gravimetrice este redată în figura 62. Cele două mărimi W_Δ și $2W_{xy}$ sînt proiectate la o scară potrivită în fiecare punct de stație pe un sistem de axe de coordonate, cu originea în punctul respectiv și respectînd sensurile indicate în figura 62. Rezultantei vectoriale a acestor mărimi i se aplică o mișcare de translație pe direcția proprie cu o jumătate din lungimea ei, astfel încît final este reprezentată ca un segment de dreaptă cu mijlocul în punctul de măsurare.

Unghiul pe care îl face acest vector cu direcția N se poate ușor stabili în figura 62 și este dat de relația:

$$\operatorname{tg} 2\lambda = \frac{2W_{xy}}{-W_\Delta}. \quad (193)$$

Fiecare stație măsurată în teren cu balanța de torsiune va fi reprezentată pe hărți prin aceste două mărimi vectoriale W_z și R . Intensitatea, direcția și sensul acestor vectori în diferite puncte ne dau informații asupra distribuției de masă din subsolul regiunii prospectate gravimetric.

Trebuie recunoscut că gradientul orizontal total are o putere de sugestie pentru stabilirea distribuției de masă din subsol cu mult mai mare decât curbura diferențială. Din acest motiv, în prospecțiunea gravimetrică acesta este folosit pe scară mult mai mare la interpretări și adeseori, deși apar automat din determinări, mărimile de curbura pe baza cărora se determină curbura diferențială, nici nu mai sînt calculate, realizînd prin aceasta o economie destul de mare în costul lucrărilor.

Așa cum s-a spus mai sus, gradientul orizontal total are o mare putere de sugestie pentru interpretarea geologică a subsolului, deoarece vectorul care îl reprezintă este întotdeauna îndreptat către zonele cu mase mai dense. Astfel, în cazul în care în subsol există structuri constituite din roci mai dense, cum este cazul în general al cutelor anticlinale care aduc spre suprafață roci din adîncime mai vechi ca vîrstă și deci mai compacte, avînd o densitate mai mare, gradientii orizontali totali vor fi îndreptați către axul acestei cute, asigurînd localizarea ei pe suprafața solului cu o suficientă precizie. În cazul prezenței în subsol a unor masive de sare, care în general are o densitate mai mică decît rocile înconjurătoare, gradientii orizontali totali vor fi divergenți față de proiecția în suprafață a masivului de sare, fiind îndreptați permanent către rocile mai dense care o înconjură.

c) *Integrarea gradientilor orizontali totali.* Printr-o operație simplă de calcul, este posibilă determinarea variațiilor cîmpului gravitației pe baza gradientilor orizontali totali determinați într-o regiune oarecare. Deoarece anomaliile cîmpului gravitației sînt mai intuitive și deci mai puțin complicate de interpretat geologic, această operație este făcută în general la toate hărțile de gradienti orizontali. Fiind vorba de determinarea cîmpului gravitației din gradientii săi orizontali, operația este evident o integrare.

Principiul acestei integrări este simplu și se bazează pe însăși definiția gradientului orizontal după o direcție oarecare s în planul orizontal:

$$W_{zs} = \frac{\partial^2 W}{\partial z \cdot \partial s} \cong \frac{\partial g}{\partial s}. \quad (194)$$

Dacă ținem cont de definiția matematică a derivatei și exprimăm relația (194) în diferențe finite, se poate scrie

$$W_{zs} \cong \lim_{\Delta s \rightarrow 0} \frac{\Delta g}{\Delta s} \cong \lim_{s_2 - s_1 \rightarrow 0} \frac{g_2 - g_1}{s_2 - s_1}. \quad (195)$$

Gradientul orizontal apare deci ca raportul dintre diferența de cîmp a gravitației dintre două puncte infinit vecine pe suprafața solului și dintre distanța între ele. Dacă vom considera că valoarea cîmpului gravitației variază liniar între două puncte de măsurare situate la o distanță relativ mică (100—200 m, cum în mod obișnuit se execută măsurătorile în teren), atunci este valabilă relația

$$g_2 - g_1 = W_{zs (med)} \cdot (s_2 - s_1), \quad (196)$$

obținută din relația (195). După cum se poate remarca, formula (196) este o formulă aproximativă; în cadrul condițiilor specificate mai sus, aceasta este însă cu totul satisfăcătoare.

Modul practic de calcul apare din figura 63. Între punctele 1 și 2 este calculată valoarea gradientului mediu din proiecțiile $G_{1,2}$ și $G_{2,1}$ ale acestuia

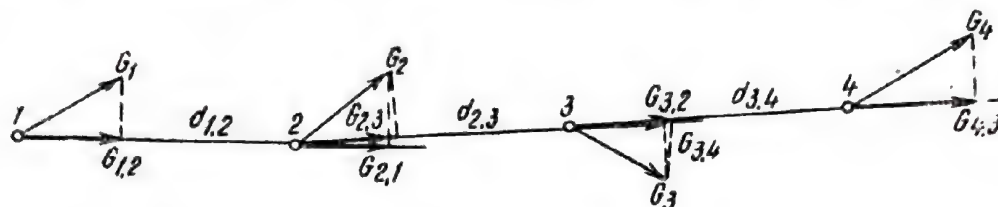


Fig. 63. Integrarea gradientilor orizontali.

pe direcția 1, 2 care înmulțită cu distanța $d_{1,2}$ dă tocmai valoarea variației cîmpului gravitației $\Delta g_{1,2}$. În continuare este calculată valoarea medie a gradientului orizontal din proiecțiile $G_{2,3}$ și $G_{3,2}$ ale acestuia pe direcția 2, 3, și care înmulțită cu distanța $d_{2,3}$ dă valoarea variației cîmpului gravitației $\Delta g_{2,3}$ etc.

În modul acesta se obțin variațiile cîmpului gravitației între cele două puncte apropiate, în care este cunoscut gradientul orizontal total, aplicînd relații de forma

$$\Delta g_{1,2} = g_2 - g_1 = \frac{G_{1,2} + G_{2,1}}{2} \cdot d_{1,2} \quad (197)$$

$$\Delta g_{2,3} = g_3 - g_2 = \frac{G_{2,3} + G_{3,2}}{2} d_{2,3} \text{ etc.} \quad (197, a)$$

Aceste variații sînt însumate continuu din stație în stație și astfel se determină anomalia cîmpului gravitației în regiunea respectivă, care poate fi reprezentată prin curbe de egală valoare.

Aplicarea acestor relații se face însă cu o condiție limitativă care trebuie precizată. Direcțiile după care se calculează variațiile cîmpului gravitației trebuie să fie cît mai apropiate de cele ale gradientilor orizontali, pentru ca proiecțiile acestora pe direcțiile respective să nu fie mult diferite în mărime față de gradientii însăși. În caz contrar, variațiile cîmpului gravitației determinate prin acest procedeu pot conține erori mari.

2. DETERMINAREA ANOMALIILOR CÎMPULUI GRAVITAȚII

2.1. Reducerile geofizice aplicate valorilor brute ale cîmpului gravitației. Valorilor brute ale cîmpului gravitației determinate cu aparate pendulare sau gravimetre statice, respectiv valorile relative g corectate și compensate, li se aplică următoarele reduceri geofizice:

2.1.1. Reducerea de elevație (R_e). Punctele de măsurare, sau stațiile gravimetrice în care sînt determinate valorile cîmpului

gravitații sînt situate pe un relief topografic (suprafața topografică a pămîntului), la diferite distanțe de distribuția de masă din subsol. Pentru ca valorile cîmpului gravitații măsurate în aceste stații să fie comparabile între ele, sînt raportate la o suprafață de referință unică, numită suprafața B O U G U E R. Suprafața de referință este în general o porțiune din elipsoidul geodezic de referință sau o suprafață paralelă cu a acestuia și situată la o anumită distanță.

Aceasta se realizează prin aplicarea reducerii de elevație, datorită căreia valorile măsurate ale cîmpului gravitații în stații situate pe suprafața topografică reală devin ca și cum ar fi fost măsurate în puncte situate pe suprafața de referință (în proiecția punctelor de pe suprafața topografică reală pe suprafața de referință), între care nu există nici o diferență de nivel.

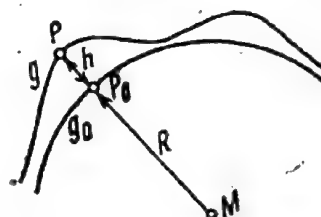
Reducerea de elevație conține 2 termeni, cu ajutorul cărora se elimină două efecte diferite, și anume:

a) Termenul de aer liber ($F a y e$ sau $Y o u n g$), care urmărește eliminarea efectului introdus numai prin diferență de elevație (cotă topografică), care există între stațiile situate pe suprafața topografică reală și proiecțiile acestora de pe suprafața de referință. Expresia analitică a acestui termen de reducere se poate stabili prin raționamentul de mai jos. Dacă neglijăm cîmpul de rotație, a cărui valoare atinge abia $1/300$ din valoarea cîmpului gravitațional, se poate scrie valoarea cîmpului gravitații în punctul P , situat pe suprafața topografică reală și în punctul P_0 , care reprezintă proiecția acestuia pe suprafața de referință (v. fig. 64).

$$g = G \cdot \frac{M}{(R+h)^2} \quad (198)$$

respectiv:

$$g_0 = G \cdot \frac{M}{R^2}, \quad (199)$$



în cea mai simplă ipoteză a formei pămîntului, considerîndu-l ca o sferă de rază R , cu masa M concentrată în centrul ei. Împărțind relația (199) prin (198) și dezvoltînd, se obține

Fig. 64. Suprafața topografică și suprafața de referință.

$$\frac{g_0}{g} = \frac{(R+h)^2}{R^2} = 1 + \frac{2h}{R} + \frac{h^2}{R^2}. \quad (200)$$

Ținînd cont de valoarea mică a raportului h/R , se poate neglija puterea a doua a acestuia, obținînd final

$$g_0 = g + 2 \cdot \frac{g}{R} \cdot h. \quad (201)$$

Relația (201) ne arată că valoarea g_0 a cîmpului gravitații pe suprafața de referință este egală cu g , valoarea cîmpului gravitații în punctul corespunzător situat pe suprafața topografică reală, la care se adaugă termenul $2 \cdot \frac{g}{R} \cdot h$, care reprezintă tocmai termenul de aer liber. Dacă înlocuim în expresia acestuia pe g prin valoarea medie a cîmpului gravitații pe suprafața pămîntului și pe R prin valoarea razei pămîntului, se obține formula care ne dă valoarea reducerii în

aer liber, în funcție de elevația h a punctului de pe suprafața reală în raport cu suprafața de referință și care este

$$R_F = 0,3086 \cdot h. \quad (202)$$

În relația (202), R_F se obține, în mgal, dacă se înlocuiește h în m, coeficientul 0,3086 reprezentând tocmai valoarea medie a gradientului vertical al câmpului gravitației la suprafața pământului, exprimată în mgal/m.

În sistemul de notații folosit, valoarea redusă a câmpului gravitației pe suprafața de referință va fi:

$$g_0 = g + R_F. \quad (203)$$

b) Termenul Bouguer, care urmărește eliminarea efectului de atracție pe care îl exercită masa pachetului de material, care se găsește între suprafața de referință și suprafața topografică. Pachetul de material, care poartă numele de placă sau strat intermediar este considerat mărginit de două suprafețe plane, paralele între ele și infinit extinse în toate direcțiile orizontale, care se găsesc la distanța h egală cu elevația stației respective.

Pentru un astfel de strat de grosime constantă, câmpul gravitațional se obține în mod simplu.

Reducerea Bouguer va avea astfel expresia:

$$R_B = -0,0419 \cdot \delta \cdot h, \quad (204)$$

în care δ (densitatea medie a stratului intermediar) se exprimă în g/cm³ și h în metri, pentru a obține reducerea în mgal. Semnul negativ al acestei reduceri provine din faptul că efectul stratului intermediar se manifestă de jos în sus către punctul de măsurare, adăugându-se la câmpul gravitațional al maselor din subsol.

Reducerea de elevație va fi reprezentată din suma algebrică a acestor doi termeni

$$R_e = R_F + R_B = (0,3086 - 0,0419 \cdot \delta) \cdot h, \quad (205)$$

iar valoarea redusă a câmpului gravitației pe suprafața de referință, ținând cont de ambele efecte de mai sus, va fi:

$$g' = g + R_F + R_B. \quad (206)$$

După cum se poate remarca, reducerea de elevație este determinată pentru fiecare stație gravimetrică, dacă se cunoaște h și δ . Elevația h este stabilită



Fig. 65. Reducerea Bouguer.

prin măsurători de nivelment geometric, eventual trigonometric sau barometric. Densitatea medie a stratului intermediar δ se stabilește prin metode directe sau indirecte de determinare sau se alege pe

baza datelor geologice generale din regiune.

La baza stabilirii expresiei analitice a reducerii de elevație stau unele aproximații care par la prima vedere destul de grosolane (neglijarea câmpului de rotație, strat intermediar infinit extins etc.); aplicarea lor însă a dovedit

că aceste aproximații nu întrec ordinul de mărime al erorilor operative la aparatura actuală, rezultatele din punct de vedere geologic fiind cu totul satisfăcătoare.

2.1.2. Reducerea de relief (R_r). Reducerea de relief urmărește eliminarea efectului de atracție al maselor de suprafață (create de volumele



Fig. 66. Masele de suprafață al căror efect este evaluat prin reducerea de relief.

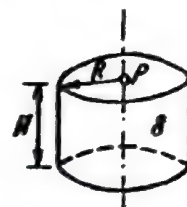


Fig. 67. Cilindru vertical.

cuprinse între suprafața topografică reală și suprafața superioară a stratului intermediar) (v. fig. 66), care este cuprins în valorile măsurate ale câmpului gravitației în stația respectivă. După cum se vede, reducerea de relief corectează aproximația făcută în evaluarea termenului Bouguer, la care s-a considerat suprafața superioară a stratului intermediar ca fiind plană. Evaluarea reducerii de relief se bazează pe geometrizarea acestor mase de suprafață, pentru mase de formă geometrică regulată efectul de atracție putându-se calcula relativ ușor.

Forma geometrică cea mai convenabilă pentru geometrizarea maselor de suprafață este sectorul de inel cilindric.

Pentru un cilindru vertical (fig. 67), câmpul gravitațional într-un punct P situat pe axa lui de simetrie și pe una din fețe are forma dată de relația:

$$g = 2\pi \cdot G \cdot \delta \cdot (R - \sqrt{R^2 + H^2} + H). \quad (207)$$

Cunoscând efectul produs de un cilindru, se poate determina ușor efectul produs de un inel cilindric (fig. 68, a), prin scăderea efectelor a 2 cilindri coaxiali

$$\Delta g = 2\pi \cdot G \cdot \delta \cdot (R - \bar{r} + \sqrt{r^2 + H^2} - \sqrt{R^2 + H^2}). \quad (208)$$

De asemenea se poate calcula efectul unui sector de inel cilindric, dacă n este numărul sectoarelor (fig. 68, b)

$$\Delta g_i = \frac{1}{n} \cdot 2\pi \cdot G \cdot \delta \cdot (R_i - r_i + \sqrt{r_i^2 + H_j^2} - \sqrt{R_i^2 + H_j^2}), \quad (209)$$

cu remarcă următoare că H_j reprezintă înălțimea medie a sectorului respectiv în raport cu stația gravimetrică.

Pentru evaluarea efectului gravitațional al reliefului de suprafață, terenul în jurul stației este împărțit prin cercuri concentrice și diametre într-o sumă de sectoare convenabile (fig. 68, c). La fiecare din sectoare trebuie eva-

luată înălțimea medie a sectorului în raport cu punctul de stație (fig. 68, d), și care reprezintă înălțimea pe care ar avea-o sectorul dacă partea lui superioară ar fi nivelată. O dată cunoscută înălțimea medie, raza exterioară și interioară

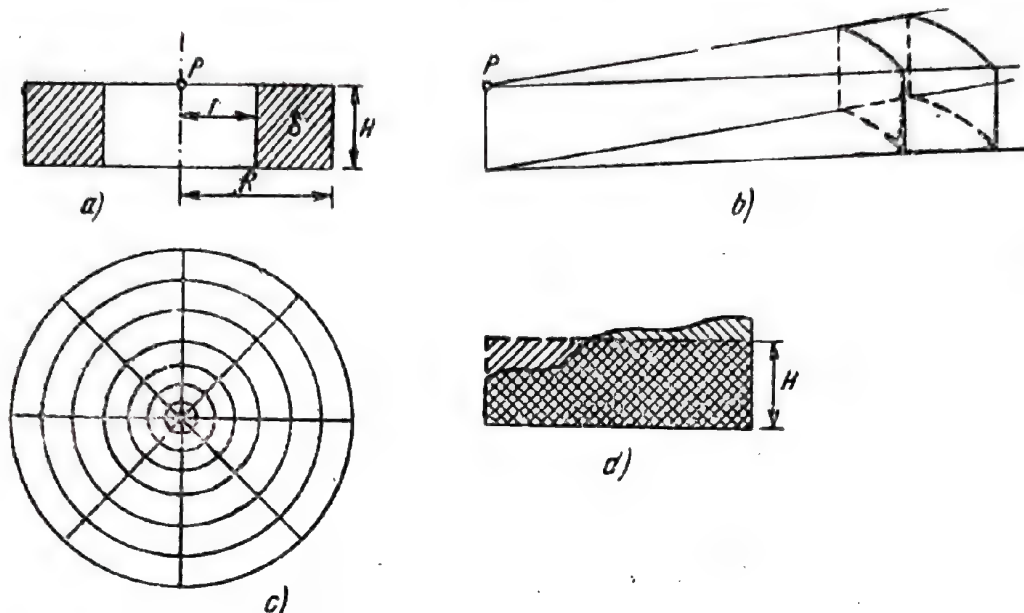


Fig. 68. Evaluarea efectului maselor de suprafață prin geometrizare în sectoare de inel cilindric.

a sectorului și densitatea materialului care constituie terenul de suprafață, efectul gravitațional al sectorului respectiv poate fi calculat prin aplicarea relației (209).

În mod practic, reducerea de relief se face în două etape, și anume:

a) *Reducerea topografică*. Prin aceasta se evaluează efectul gravitațional al porțiunii de teren din imediata vecinătate a stației, cuprinsă în interiorul unui cerc cu centrul în stația respectivă și cu raza de 100 m. Pentru evaluare se folosesc un număr de 64 de sectoare, determinate prin 4 diametre simetrice și prin 8 raze, și anume: 3 m; 5 m; 10 m; 20 m; 30 m; 50 m; 70 m și 100 m. În fiecare sector, înălțimea medie este determinată în teren prin nivelment trigonometric.

b) *Reducerea cartografică*. Prin aceasta se evaluează efectul gravitațional al porțiunii de teren din jurul stației, cuprinsă între cercul de rază cu 100 m și cercul cu rază de 20 km. Pentru aceasta se folosesc tot un număr de 64 de sectoare, determinate prin 4 diametre simetrice și prin 8 raze, și anume: 0,2 km; 0,5 km; 1 km; 2 km; 3 km; 5 km; 10 km și 20 km. În fiecare sector, înălțimea medie se determină după curbele de nivel a hărții topografice, folosind oabacă de hîrtie transparentă cu cercurile și diametrele trasate pe ea.

Reducerea de relief reprezintă suma efectelor gravitaționale pentru toate cele 128 de sectoare, adică

$$R_r = \sum_{i=1}^{128} \frac{1}{8} \cdot 2\pi \cdot G \cdot \delta \cdot (R_i - r_i + \sqrt{r_i^2 + H_i^2} - \sqrt{R_i^2 + H_i^2}). \quad (210)$$

Pentru calculul efectului fiecărui sector în parte nu se folosește în practică direct relația (209), ci tabele de valori calculate pe diversele inele, în funcție de valorile lui H , probabile care se pot întâlni în natură.

Aplicarea reducerii de relief conduce la valoarea cîmpului gravitației pe suprafața de reducere, eliberată de influența reliefului din jurul punctului de măsurare, care poate fi scrisă

$$g''_0 = g + R_F + R_B + R_r. \quad (211)$$

Semnul reducerii de relief este întotdeauna pozitiv pentru excesele sau deficitul de masă create de formele de relief apropiate. Acest lucru apare clar

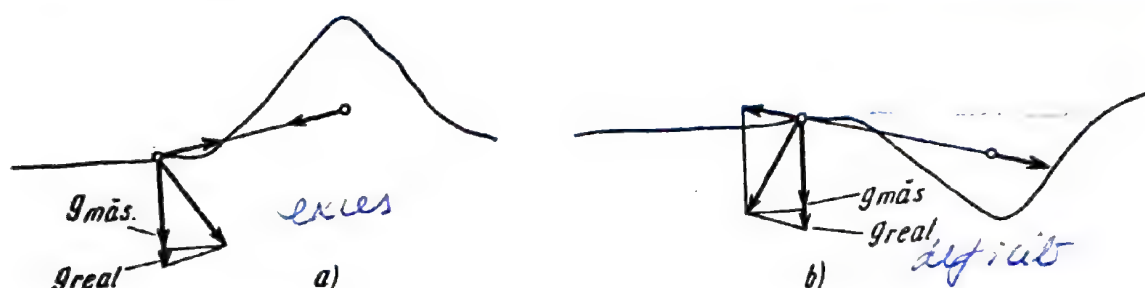


Fig. 69. Semnul reducerii de relief pentru excese și deficite de masă create de formele de relief.

din imaginea vectorială reprezentată în figura 69, din care reiese că prezența unui exces de masă (fig. 69, a) sau a unui deficit de masă (fig. 69, b), în vecinătatea punctului de măsurare, micșorează valoarea măsurată a cîmpului gravitației față de cea reală, care ar fi fost măsurată în acel punct, dacă terenul ar fi fost plan.

Semnul reducerii de relief devine negativ numai în cazul formelor de relief, care creează excese de masă (munți), situate la distanță mare și sub planul orizontal care trece prin punctul de măsurare.

2.1.3. Reducerea de cîmp normal ($-\gamma_0$). Cîmpul gravitației variază pe suprafața pămîntului în diferite puncte și datorită formei acestuia. Această variație provine din două cauze, și anume:

a) diferența de rază vector la diferite puncte datorită formei pămîntului, care modifică valoarea cîmpului gravitațional în funcție de coordonatele geografice ale punctului respectiv;

b) diferența de rază de rotație la diferite puncte datorită distanței variabile a acestora la axa de rotație, care modifică valoarea cîmpului de rotație de asemenea în funcție de coordonatele geografice ale punctului respectiv.

Aceste două efecte se combină și se manifestă ca o variație a cîmpului gravitației pe suprafața pămîntului. Pentru a face comparabile între ele valorile cîmpului gravitației măsurate în diferite puncte, va trebui să eliminăm efectul variației introduse pe această cale, operație care se face prin aplicarea reducerii de cîmp normal.

Legea de variație a cîmpului gravitației pe suprafața pămîntului, în ipoteza simplă că aceasta are forma unui elipsoid, este dată de teorema lui C L A I - R A U T, care în forma cea mai simplă poate fi scrisă ca mai jos :

$$\frac{r_e - r_p}{r_e} + \frac{g_p - g_e}{g_e} = \frac{5}{2} \cdot \frac{\omega^2 \cdot r_e}{g_e}, \quad (212)$$

în care r_e și r_p sînt razele la ecuator, respectiv la pol, primul termen din membrul I avînd semnificația de *turtire geometrică* a pămîntului cu valoare medie 1/297; g_p și g_e sînt valorile cîmpului gravitației la pol, respectiv la ecuator, al doilea termen din membrul I prin asimilare cu primul, avînd semnificația de *expansiune gravimetrică* a pămîntului. Ținînd cont de precizările de mai sus, teorema lui C l a i r a u t poate fi formulată astfel : „suma dintre turtirea geometrică și expansiunea gravimetrică a pămîntului este egală cu 5/2 ori raportul dintre forța centrifugă la ecuator și gravitatea la ecuator”.

Această teoremă are o importanță foarte mare, deoarece relația analitică pe care o exprimă relația (212) conține numai cantități de suprafață, ceea ce arată că figura sau adevărata formă a pămîntului poate fi determinată din astfel de cantități, fapt care stă la baza aplicațiilor geodezice ale gravimetriei.

Din relația (212), prin transformări convenabile se deduce relația fundamentală care exprimă valoarea cîmpului gravitației pe suprafața pămîntului, considerat ca avînd forma unui elipsoid care este

$$g = [g_e \cdot [1 + [\beta \cdot \sin^2 \varphi - \beta_1 \cdot \sin^2 2\varphi + \beta_2 \cos^2 \varphi \cdot \cos 2(\lambda - \lambda_0)]]], \quad (213)$$

și în care λ și φ sînt coordonatele geografice ale unui punct curent pe elipsoid, g_e și λ_0 sînt cîmpul gravitației și longitudinea geografică la un punct pe ecuator, iar β , β_1 și β_2 coeficienți constanți.

Pe baza relației (213) au fost stabilite mai multe formule practice de lucru pentru calculul cîmpului normal al gravitației pe suprafața pămîntului, folosind diferite ipoteze pentru determinarea coeficienților. Dintre acestea, cea mai importantă este formula internațională propusă de C A S S I N I S și adoptată de Congresul Asociației Internaționale de Geodezie de la Stockholm (1930), bazată pe ipoteza că pămîntul are forma unui elipsoid de revoluție cu turtirea 1/297 (coincizînd cu elipsoidul geodezic de referință) :

$$\gamma_0 = 978,049 \cdot (1 + 0,0052884 \cdot \sin^2 \varphi - 0,0000059 \cdot \sin^2 2\varphi). \quad (214)$$

Folosind această formulă, au fost calculate tabele de valori ale cîmpului normal al gravitației pe elipsoidul geodezic de referință, la diferite intervale de latitudine.

Pe teritoriul țării noastre, variația cîmpului normal de-a lungul meridianului geografic are valoarea medie de 1 mgal/1 250 m, respectiv 4 mgal/5 km.

Calculul reducerilor de cîmp normal se face pe baza stațiilor gravimetrice amplasate pe hărți topografice, prin operații prealabile de ridicare topografică și pe baza formulei (214). Reducerile pot fi determinate fie în valoare absolută, folosind tabelele de valori pe baza latitudinii geografice a fiecărui punct de măsurare, fie în valoare relativă, folosind un sistem de linii de egală valoare a reducerii trasate la o echidistanță convenabilă (1 mgal sau 0,5 mgal) pe hăr-

tile topografice, a căror direcție este paralelă cu direcția paralelei geografice și în raport cu care se determină această reducere pentru fiecare stație în parte.

Aplicarea reducerii de câmp normal ne conduce la valoarea *anomaliei câmpului gravității în reducerea Bouguer*, care se notează ca mai jos

$$\Delta g_0'' = g + R_F + R_B + R_r - \gamma_0. \quad (215)$$

După cum se poate deduce din relația (215), anomalia câmpului gravității în reducerea Bouguer reprezintă abaterea față de valoarea normală a câmpului gravității redusă pe suprafața elipsoidului geodezic de referință și degajată de influența maselor create de relieful de suprafață. Din cauza aceasta, valorile acestei anomalii exprimă numai influența distribuției de masă creată de elementele geologice din subsol, adică numai a acelor elemente care prezintă interes din punct de vedere geologic și care prezintă obiectivul și justificarea cercetărilor prin prospecțiunea gravimetrică.

2.2. Reprezentarea cartografică a anomaliei câmpului gravității în reducerea Bouguer. După cum s-a văzut, produsul final al unei prospecțiuni gravimetrice pe baza câmpului gravității îl reprezintă valorile anomaliei în reducerea Bouguer pentru un sistem de puncte de măsurare în suprafața de prospectat. Pentru o exploatare cât mai eficientă a acestor date în vederea interpretării geologice este necesar ca ele să fie reprezentate într-un mod corect și sugestiv.

Reprezentarea cartografică a anomaliei câmpului gravității în reducerea Bouguer se poate face în două moduri, după datele pe care le avem la dispoziție, care însă nu se exclud reciproc, pentru aceeași regiune prospectată gravimetric, putînd face reprezentarea în ambele moduri.

2.2.1. Reprezentarea prin profiluri de variație. Acest mod de reprezentare se folosește atunci cînd prospecțiunea gravimetrică este efectuată pe profilurile rare sau pentru punerea mai sugestiv în evidență a anomaliilor atunci cînd prospecțiunea este efectuată pe profiluri dese sau rețele geometrice de stații.

Valorile anomaliei gravității sînt raportate la scară în dreptul punctelor de măsurare

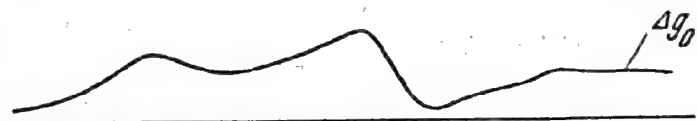


Fig. 70. Profil de variație a anomaliei gravității în reducerea Bouguer.

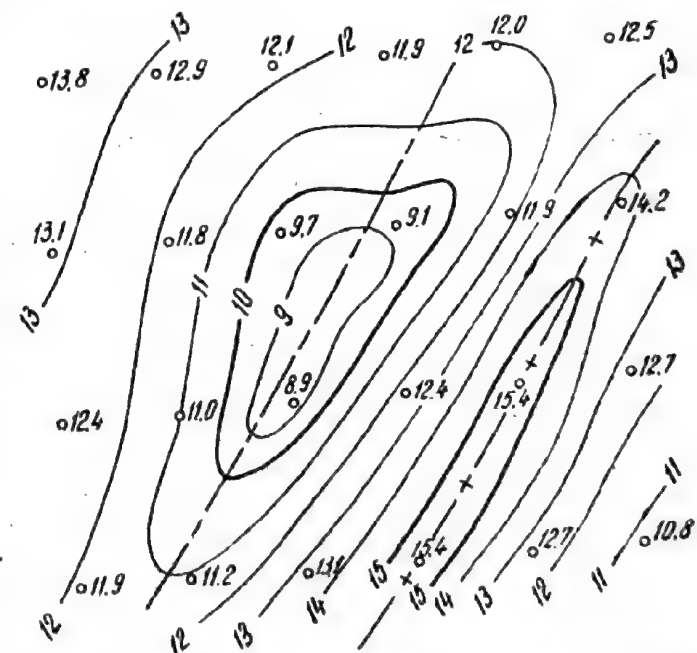


Fig. 71. Hartă cu curbe de egală valoare a anomaliei gravității în reducerea Bouguer.

și unite printr-o linie continuă care dă aspectul variației acestei mărimi pe direcția profilului. Astfel de profile sînt foarte sugestive pentru interpretarea distribuției de masă din subsol și pe baza lor se pot face diverse ipoteze asupra structurii geologice care ar fi provocat variația respectivă.

2.2.2. Reprezentarea prin hărți cu curbe de egală valoare a anomaliei. În cazul în care repartiția punctelor de măsurare pe suprafața prospectată este suficientă și relativ uniformă, se construiesc hărți cu curbe de egală valoare a anomaliei cîmpului gravitației în reducerea Bouguer. Valorile anomaliei sînt înscrise pe un plan de situație în dreptul punctelor de măsurare, după care se procedează la interpolarea curbelor de egală valoare a acestei mărimi.

Acest mod de reprezentare ne dă indicații asupra întinderii și dezvoltării laterale a zonelor de minim sau de maxim gravimetric, pe baza cărora se poate face o mai bună interpretare geologică a exceselor sau deficitelor de masă care le-au provocat.

CAPITOLUL XV

PRELUCRAREA ANOMALIILOR GRAVIMETRICE

Prelucrarea anomaliilor gravimetrice este operația care precede și pregătește interpretarea geologică a acestora. Ea urmărește separarea anomaliilor gravimetrice în anomalii produse de surse anormale individuale și conturarea acestor surse, în expresia unor corpi geometrice de o formă comparabilă cu aceea a obiectelor geologice producătoare de anomalii gravimetrice.

1. SEPARAREA ANOMALIILOR GRAVIMETRICE

Problema aceasta o vom privi în cadrul acestui curs numai prin prisma anomaliilor cîmpului gravitației. Acest lucru este justificat, pe de o parte, de cadrul restrîns al acestui curs, care se adresează unor viitori ingineri geologi și, pe de altă parte, de faptul că prospecțiunea gravimetrică cu gravimetrul static ocupă în momentul de față locul cel mai important în cadrul prospecțiunii gravimetrice; în plus, chiar dacă această prospecțiune este efectuată cu balanțe de torsiune sau gradientometre, există, după cum se știe, posibilitatea ca prin integrarea gradientilor orizontali să se determine indirect anomaliile cîmpului gravitației.

și unite printr-o linie continuă care dă aspectul variației acestei mărimi pe direcția profilului. Astfel de profile sînt foarte sugestive pentru interpretarea distribuției de masă din subsol și pe baza lor se pot face diverse ipoteze asupra structurii geologice care ar fi provocat variația respectivă.

2.2.2. Reprezentarea prin hărți cu curbe de egală valoare a anomaliei. În cazul în care repartiția punctelor de măsurare pe suprafața prospectată este suficientă și relativ uniformă, se construiesc hărți cu curbe de egală valoare a anomaliei cîmpului gravitației în reducerea Bouguer. Valorile anomaliei sînt înscrise pe un plan de situație în dreptul punctelor de măsurare, după care se procedează la interpolarea curbelor de egală valoare a acestei mărimi.

Acest mod de reprezentare ne dă indicații asupra întinderii și dezvoltării laterale a zonelor de minim sau de maxim gravimetric, pe baza cărora se poate face o mai bună interpretare geologică a exceselor sau deficitelor de masă care le-au provocat.

CAPITOLUL XV

PRELUCRAREA ANOMALIILOR GRAVIMETRICE

Prelucrarea anomaliilor gravimetrice este operația care precede și pregătește interpretarea geologică a acestora. Ea urmărește separarea anomaliilor gravimetrice în anomalii produse de surse anormale individuale și conturarea acestor surse, în expresia unor corpi geometrice de o formă comparabilă cu aceea a obiectelor geologice producătoare de anomalii gravimetrice.

1. SEPARAREA ANOMALIILOR GRAVIMETRICE

Problema aceasta o vom privi în cadrul acestui curs numai prin prisma anomaliilor cîmpului gravitației. Acest lucru este justificat, pe de o parte, de cadrul restrîns al acestui curs, care se adresează unor viitori ingineri geologi și, pe de altă parte, de faptul că prospecțiunea gravimetrică cu gravimetrul static ocupă în momentul de față locul cel mai important în cadrul prospecțiunii gravimetrice; în plus, chiar dacă această prospecțiune este efectuată cu balanțe de torsiune sau gradientometre, există, după cum se știe, posibilitatea ca prin integrarea gradientilor orizontali să se determine indirect anomaliile cîmpului gravitației.

1.1. Cauzele cumulării anomaliilor gravitației. Existența unui contrast unic de masă în pătura superioară a litosferei care să producă o anomalie gravimetrică bine individualizată este destul de rară în natură. De obicei, condițiile geologice reale creează două sau mai multe contraste de masă, iar anomaliile produse de fiecare în parte se însumează, astfel încât prin prospecțiunea gravimetrică se cartează efectul cumulat al acestora într-o anomalie gravimetrică unică.

Pentru ca succesul prospecțiunii gravimetrice să fie asigurat, este necesar ca în subsol să nu existe un număr prea mare de contraste de masă, iar anomaliile gravimetrice pe care acestea le produc să fie de intensitate suficient de mare, adică să depășească de câteva ori eroarea operativă a aparaturii întrebuințate.

Anomaliile gravimetrice pot fi produse de mai multe feluri de elemente geologice. Astfel, contraste de masă care să producă anomalii pot apărea datorită elementelor tectonice din subsol (cute, falii, flexuri etc.), după cum pot apărea datorită unor cauze stratigrafice (aflorimente de strate, variații laterale de facies etc.) sau varietății tipului de roci din subsol (contacte geologice, injecțiuni de roci eruptive în roci sedimentare sau cristaline etc.). De asemenea, trebuie adăugată posibilitatea prezenței unor minerale utile în concentrații importante, cum ar fi sarea în terenuri sedimentare sau mineralele metalifere în terenuri cristaline sau eruptive. În general, prospecțiunea gravimetrică este avantajată în rezolvarea problemei geologice, dacă elementele geologice din subsol, al căror efect se cumulează în anomalia unică de suprafață, sînt de același fel.

Evident, cumularea anomaliilor gravimetrice poate apărea în natură într-o mare diversitate de cazuri. Pentru o mai bună înțelegere a fenomenului de cumulare a anomaliilor gravimetrice vom prezenta în cele ce urmează câteva tipuri din cele mai importante situații geologice în care acest fenomen are loc.

1.1.1. Cumulare de anomalii produse de elemente geologice de adîncime cu altele produse de elemente geologice de suprafață. În figura 72 este schițat cazul cumulării a două anomalii gravimetrice, și anume: una produsă de un element geologic de suprafață (o cută anticlinală mio-pliocenă), iar cealaltă produsă de un element geologic de adîncime (un fundament de roci dense care înclină progresiv într-o anumită direcție).

Acest caz de cumulare a anomaliilor gravimetrice este destul de frecvent pe teritoriul patriei noastre în zonele precarpatice, unde platformele (mezozoică și

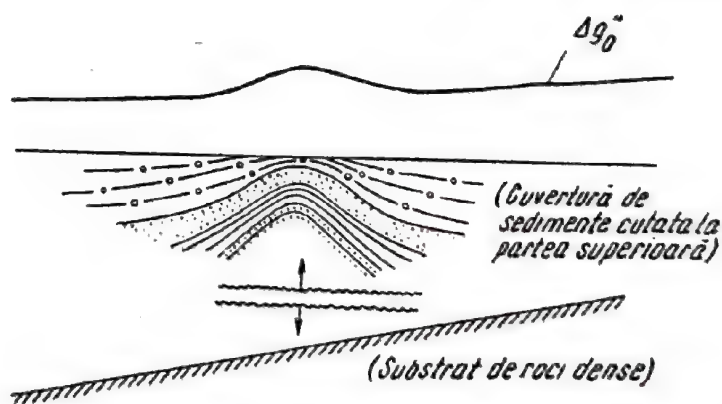


Fig. 72. Cazul cumulării anomaliilor produse de un element geologic de adîncime și unul de suprafață.

podolică) cedează în trepte către avantfosa carpatică și unde sedimentele de umplură pe care le suportă aceste platforme sînt suficient de groase și tectonizate sub formă de cute anticlinale.

După cum se poate remarca (fig. 72), maximum gravimetric produs de cuta anticlinală, precum și variația regională a cîmpului gravitației produsă de substratul de roci dense, sînt cumulate într-o anomalie unică care sugerează ambele cauze.

1.1.2. Cumulare de anomalii produse de elemente geologice de la adîncime comparabilă,

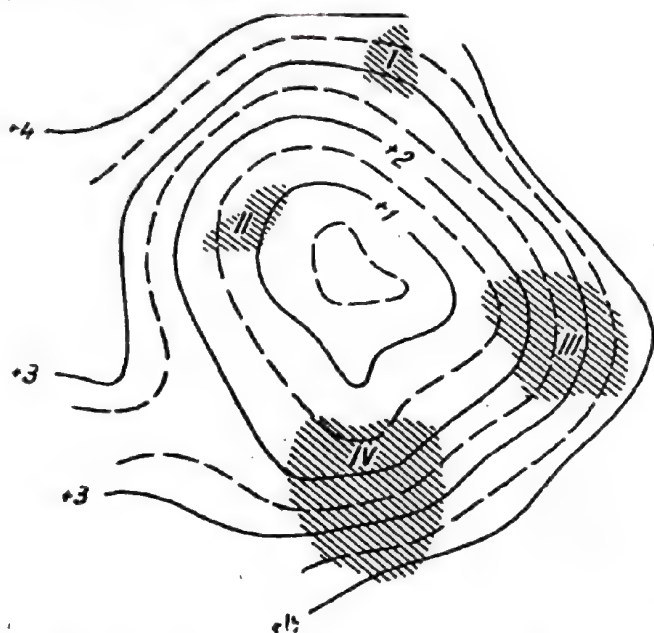


Fig. 73. Cazul cumulării anomaliilor produse de elemente geologice de la adîncime comparabilă.

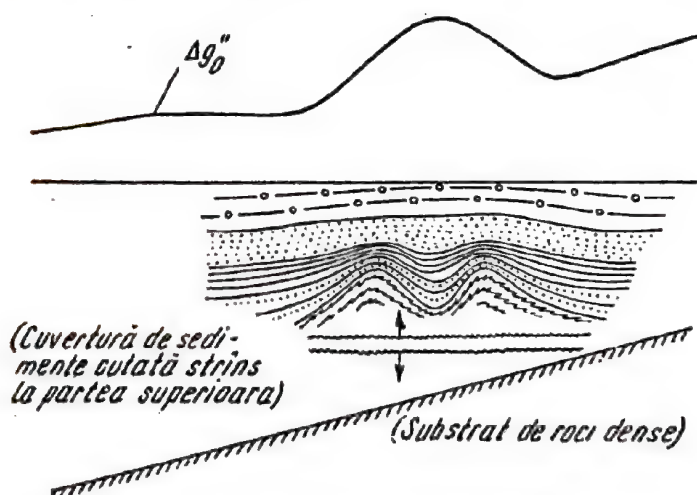


Fig. 74. Cazul cumulării a două anomalii gravimetrice produse de elemente geologice de suprafață cu acela al unei anomalii produsă de un element geologic de adîncime.

situate la distanță mică între ele. În figura 73 este schițat cazul cumulării a patru anomalii gravimetrice produse de patru masive de sare suficient de adînci și diferite ca dimensiuni laterale, însă situate aproximativ la aceeași adîncime.

După cum se poate remarca, cele patru minime gravimetrice individuale sînt cumulate într-un minim unic, al cărui apex se găsește aproximativ în zona centrală a celor patru masive de sare.

În acest caz, anomalia cartată nu mai sugerează de loc mai multe elemente geologice, care prin anomaliile lor ar participa la producerea ei.

1.1.3. Cumulare de anomalii produse de elemente geologice de la adîncimi comparabile cu altele produse de elemente geologice de la adîncime diferită.

În figura 74 este schițat cazul cumulării a trei anomalii gravimetrice, și anume: două produse de două cute anticlinale situate în partea

superioară a unei cuverturi de sedimente cutată strîns și a treia produsă de un element geologic de adîncime, în speță un fundament de roci dense care înclină progresiv într-o anumită direcție.

Și acesta este un caz întîlnit pe teritoriul R.P.R., în zona precarpatică externă, în care sedimentele au o grosime mare și sînt suportate de un fundament înclinat de roci dense reprezentat prin platforme.

După cum se poate constata, cele două structuri anticlinale, din cauza distanței mici între axele lor și adîncimii lor destul de mari, dau naștere unei anomalii unice de maxim grefată, pe o variație regională a cîmpului gravitației produsă de substratul înclinat de roci dense. În acest caz, anomalia cartată sugerează numai parțial elementele geologice care participă la producerea ei.

Desigur, numărul exemplurilor de acest fel se poate multiplica, dată fiind varietatea cazurilor pe care le poate oferi natura. Concluzia importantă care se degajă din cele de mai sus apare însă în mod clar și numai din cele trei cazuri prezentate, și anume că la interpretarea geologică a unor anomalii gravimetrice cartate trebuie să fim foarte atenți ca nu cumva să fim în situația înșelătoare în care o anomalie unică reprezintă în realitate efectul cumulat a două sau chiar mai multe elemente geologice diferite. Dacă se întîmplă așa, vom fi conduși la o interpretare geologică cu totul eronată și, în acest caz, scopul prospecțiunii gravimetrice nu va fi atins.

Pentru o corectă interpretare geologică a anomaliilor gravimetrice este necesară separarea anomaliilor care eventual se cumulează în anomalia unică ce a fost cartată prin prospecțiunea gravimetrică. Prin aceasta vor fi separate și contrastele de masă care le provoacă și care apoi vor putea fi interpretate geologic în mod just, în elemente geologice corespunzătoare.

1.2. Metode de separare a anomaliilor gravitației. Pentru separarea anomaliilor gravimetrice există în momentul de față o serie de metode, diferite ca fundamentare fizico-matematică și a căror folosire preferențială se impune de la caz la caz, pe baza unor analize atente a avantajelor și dezavantajelor lor. În cele ce urmează vom trece în mod sumar în revistă cele mai importante și de aplicabilitate mai largă, din care să reiasă procedeele folosite și natura problemelor în care sînt folosite preferențial.

1.2.1. Metode de separare directă, pe baza valorilor de cîmp al gravitației. Aceste metode sînt folosite, în general, în cazul în care este necesară separarea unei anomalii locale de una regională, adică în cazul în care anomalia cartată este rezultatul cumulării a două anomalii gravimetrice produse de elemente geologice situate la adîncimi net diferite.

Separarea directă, pe baza valorilor de cîmp a gravitației, poate fi făcută pe mai multe căi, și anume:

a) *Metoda grafică.* Această metodă se bazează pe nivelarea grafică a curbelor anomaliei cartate, anomalia astfel nivelată urmînd a reprezenta anomalia regională.

Anomalia regională este estimată de la caz la caz, după aspectul general al ei care apare din anomalia cartată. Dacă sîntem în cazul în care curbele de

egală valoare a anomaliei cartate au un aspect regulat, cu un paralelism accentuat, avînd aspectul unui fascicul practic paralel, perturbat local prin digitații sau inflexiuni a curbelor într-o anumită zonă (v. fig. 75), atunci putem considera că anomalia regională are un gradient orizontal constant (variația

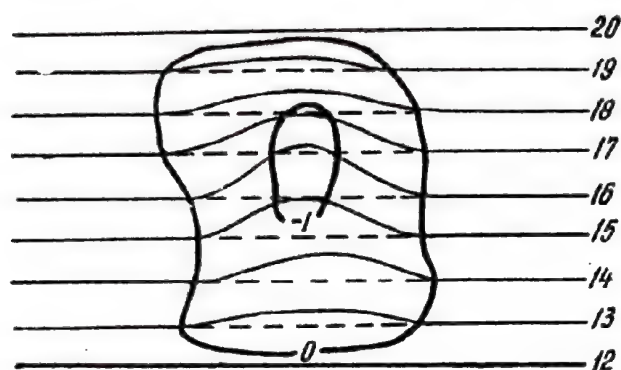


Fig. 75. Metoda de separare grafică în cazul unei anomalii regionale cu gradient orizontal constant.

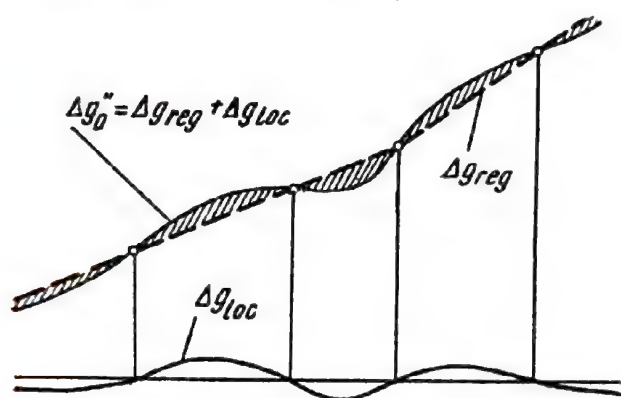


Fig. 76. Metoda de determinare a anomaliei regionale pe profiluri, prin punctele de inflexiune a anomaliei cartate.

care unesc punctele de inflexiune în suprafață a curbelor anomaliei cartate sau poate fi determinată prin profiluri medii stabilite prin punctele de inflexiune ale variației anomaliei cartate pe profiluri.

În figura 76 este reprezentat ultimul caz, în care anomalia regională este estimată pe baza variației anomaliei cartate pe profil. După cum se poate remarca, anomalia regională (curba întreruptă) este estimată printr-o linie continuă ce unește punctele de inflexiune ale curbei care reprezintă anomalia cartată. Diferența dintre ele, reprezentată în partea de jos a figurii, reprezintă anomalia locală. Metoda nivelării grafice în diversele variante de mai sus are în parte un caracter subiectiv, pentru că se bazează pe aprecierea punctelor de inflexiune a unor curbe în general neregulate. Încercînd a îndepărta acest neajuns, s-a recurs la metoda analitică.

valorilor anomaliei regionale pe direcția perpendiculară curbelor de egală valoare fiind liniară). În acest caz, nivelarea curbelor se va face ca în figura 75 (v. porțiunile nivelate marcate prin linii întrerupte), iar anomalia locală va fi reprezentată de diferența între anomalia cartată și anomalia regională astfel estimată, conform relației

$$\Delta g_{loc} = \Delta g_D'' - \Delta g_{reg}. \quad (216)$$

Anomalia locală poate fi calculată în fiecare punct de măsurare pe baza relației de mai sus și conturată prin curbe de egală valoare sau conturată direct prin curbe de egală valoare, stabilite pe baza scăderii curbelor anomaliei cartate și a anomaliei regionale estimate, așa cum s-a procedat în figura 75.

Dacă anomalia regională, așa cum apare din anomalia cartată, are un aspect mai puțin regulat, ea poate fi estimată prin alte procedee de nivelare grafică. În sensul acesta, ea poate fi reprezentată prin curbe de egală valoare,

b) *Metoda analitică*. Această metodă se bazează pe determinarea anomaliilor regionale prin calcul, folosind diverse sisteme. Dintre diversele variante vom prezenta în cele ce urmează numai una, care poartă numele de *metoda mediilor mobile*.

Prin această metodă, anomalia regională în fiecare punct de măsurare este determinată pe baza valorilor anomaliilor cartate în nodurile unei rețele pătratice cu latura de 1 500—3 000 m, folosind un grafic ca acela din figura 77 și relația

$$\Delta g_{reg} = \frac{1}{9} \cdot \sum_{i=0}^8 g_i, \quad (217)$$

deci ca medie aritmetică a valorii anomaliilor cartate în punctul de calcul și în cele 8 puncte adiacente ale rețelei pătratice folosite.

Anomalia locală este calculată apoi în fiecare punct de măsurare cu ajutorul relației:

$$\Delta g_{loc} = g_0 - \frac{1}{9} \cdot \sum_{i=0}^8 g_i. \quad (218)$$

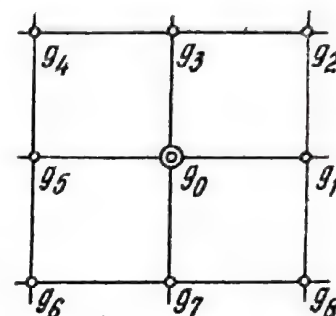


Fig. 77. Configurația punctelor de calcul pentru determinarea anomaliilor locale prin metoda mediilor mobile.

Această metodă de estimare a anomaliilor regionale, folosind relația (217), are avantajul că este obiectivă, în schimb oferă posibilitatea ca în anomalia regională să mai fie cuprinsă și o parte din anomalia locală, dacă latura rețelei pătratice care stă la baza evaluării nu este bine aleasă.

Pentru a ocoli dezavantajele introduse de metodele descrise mai sus este recomandabil a se proceda în felul următor: se face în prealabil o evaluare a anomaliilor regionale printr-o metodă analitică, după care se construiește o hartă cu curbe de egală valoare a acesteia. Dacă această hartă mai păstrează urmele unor efecte locale (digitații, inflexiuni, îngenunchieri a curbelor etc.), atunci se face o nivelare a curbelor de egală valoare, folosind metoda punctelor de inflexiune. Pe baza acestei anomaliilor regionale și a anomaliilor cartate se poate evalua apoi cu o precizie mai mare anomalia locală.

1.2.2. Separarea anomaliilor gravimetrice pe baza gradientilor verticali de ordin superior. Avantajul folosirii gradientilor verticali de ordin superior reiese în mod clar dintr-un exemplu simplu. Să considerăm o masă punctiformă m situată la adâncimea z sub planul orizontal, pentru simplificare într-un punct de coordonate $(0,0,z)$, așa cum este reprezentat în figura 78. Potențialul gravitațional creat de această masă în punctul O de la suprafață, de coordonate $(0,0,0)$ va fi, în acord cu relația (13, b),

$$W = -G \cdot \frac{m}{z}. \quad (219)$$

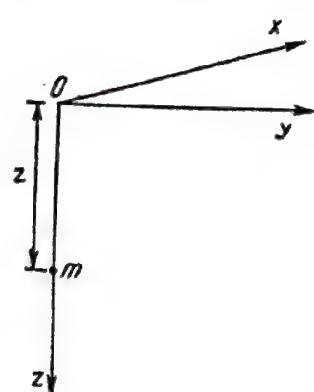


Fig. 78. Notațiile pentru cazul masei punctiforme.

Gradientii verticali de ordin superior ai potențialului gravitațional reprezentând derivatele de ordin superior ale acestuia după direcția verticală vor fi, evident, după cum urmează:

$$W_z = g = G \cdot \frac{m}{z^2} \quad (220)$$

$$W_{zz} = \frac{\partial g}{\partial z} = -2G \cdot \frac{m}{z^3} \quad (221)$$

$$W_{zzz} = \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = 6G \cdot \frac{m}{z^4} \quad (222)$$

$$W_{zzzz} = \frac{\partial^3 g}{\partial z^3} = -24G \cdot \frac{m}{z^5} \quad (223)$$

Din suita de relații (220) — (223) apare clar că efectul masei m în diferitele mărimi gravimetrice, reprezentate de gradientii verticali de ordin superior ai gravității, variază invers proporțional cu puterile superioare ale distanței z , la care se găsește această față de suprafață. Consecința imediată și de o deosebită importanță a celor de mai sus este că cu cât gradientul vertical este de un ordin mai înalt, cu atât va reflecta mai mult efectul maselor situate mai aproape de suprafață.

Pentru o mai clară înțelegere a modului în care funcționează gradientii verticali de ordin superior, în sensul celor specificate mai sus, este prezentat în figura 79 un exemplu schematic principal. În acest exemplu este considerat cazul unei structuri anticlinale miopliocene cu simburile de sare, la care levantinul superior constituit din pietrișuri de Cîndești se îngroașă mult în sinclinale și care se găsește la partea superioară a cuverturii de sedimente. Fundamentul acestei cuverturi de sedimente este constituit din roci dense și se scufundă progresiv într-o anumită direcție. Sursele de anomalii gravimetrice în acest caz sînt patru la număr, și anume:

— Pietrișurile de Cîndești din levantinul superior, în contrast pozitiv de densitate față de formațiunile mio-pliocene, care au grosime variabilă și sînt situate aproape de suprafață.

— Structura anticlinală mio-pliocenă, prin ridicarea axială a formațiunilor mai vechi și mai dense și îngroșarea pe flancuri a formațiunilor mai noi și mai puțin dense.

— Sarea din simburile cunei anticlinale, prin contrastul negativ de densitate față de sedimentele mio-pliocene în care este cuprinsă.

— Fundamentul de roci dense, prin contrastul pozitiv de densitate față de sedimentele cuverturii și înclinarea lui pe o anumită direcție. Deși principal, cazul luat în considerare reprezintă o situație relativ frecventă în zona precar-patică a Munteniei, astfel încît anomalia cîmpului gravității (W_z) poate fi reconstituită calitativ pe baza cazurilor reale întîlnite pînă în prezent. Aceasta va avea aspectul prezentat în figura 79, reprezentînd efectul cumulat al tuturor celor patru surse geologice de anomalie.

Gradientul vertical de ordinul I al gravității (W_{zz}) va separa anomaliile produse de elementele geologice din cuvertura de sedimente de anomalia produsă de fundament. Astfel, va fi eliminat efectul fundamentului, anomalia gradientului vertical de ordinul I reprezentînd efectul combinat al levantinului superior, al structurii anticlinale și al sării din sîmburele acesteia.

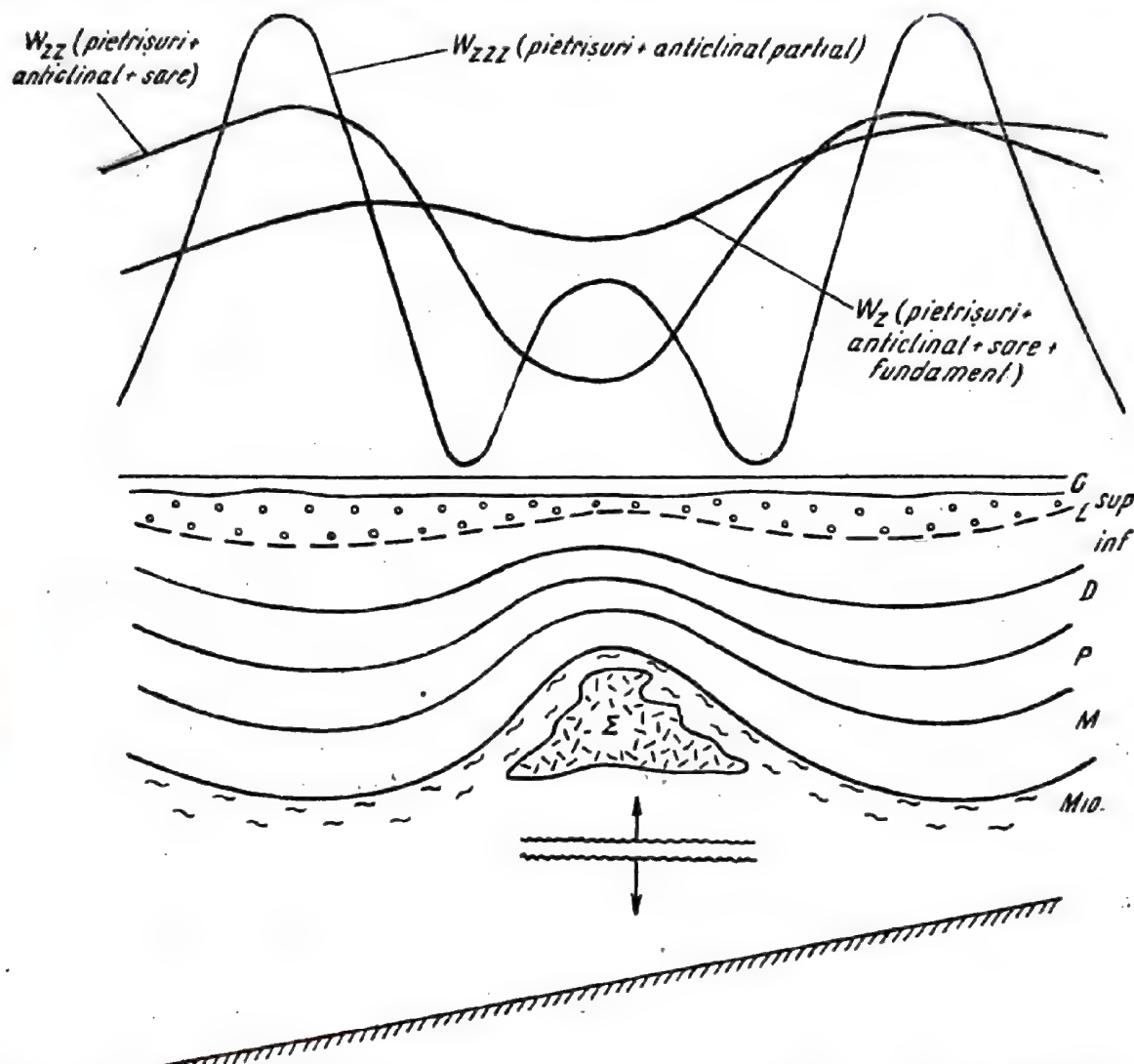


Fig. 79. Exemplu principal de separare a anomaliilor gravimetrice pe baza gradientilor verticali de ordin superior, în cazul unei structuri mio-pliocene cu sîmbure de sare în cuvertura de sedimente suportată de un fundament înclinat de roci dense.

Gradientul vertical de ordinul II al gravității (W_{zzz}) va duce separarea anomaliilor gravimetrice mai departe, eliminînd efectul masivului de sare care se găsește mai adînc și reflectînd în primul rînd efectul pietrișurilor din levantinul superior, la care se va adăuga o parte din efectul cutei anticlinale.

După cum se poate constata, cei trei gradienti verticali produc o bună separare a anomaliilor gravimetrice cumulate în anomalia unică cartată, care permite reconstituirea structurii geologice la diverse niveluri, asigurînd posibilitatea unei corecte interpretări geologice.

Dintre gradientii verticali de ordin superior, cei mai folosiți sînt următorii:

a) *Gradientul vertical de ordinul I al cîmpului gravitației* $\left[W_{zz} = \frac{\partial g}{\partial z} = g_z \right]$.

Această mărime gravimetrică se poate evalua pe baza anomaliei cîmpului gravitației, așa cum apare în urma unei prospecțiuni gravimetrice.

Evaluarea acestei mărimi se poate face prin efectuarea unei integrale de suprafață¹ conform relației de mai jos

$$g_z = -\frac{g(0)}{R} + \int_R^{\infty} \frac{\bar{g}(r) \cdot dr}{r^2}, \quad (224)$$

cîmpul gravitației fiind considerat ca fiind pe suprafața de reducere (suprafața Bouguer) o funcție de coordonatele polare în plan (distanța radială r și azimutul θ). În felul acesta g devine $g(r, \theta)$. Dacă într-un punct oarecare se face valoarea medie a lui g pe un cerc cu centrul în acel punct, atunci dependența de variabila polară azimutală dispăre și g devine $\bar{g}(r)$.

Pe baza celor de mai sus, integrala din relația (224) se poate efectua prin părți, folosind un sistem de cercuri concentrice judicios ales și însumînd raporturile dintre gravitatea radială medie pe fiecare cerc și pătratul razei cercului respectiv. Raza ultimului cerc folosit este aleasă pentru fiecare regiune în parte, astfel ca termenul respectiv al sumei la care este redusă integrala să fie neglijabil.

R — reprezintă o rază minimă față de punctul de calcul, în interiorul cercului de această rază cîmpul gravitației putînd fi considerat constant și egal în valoare cu acela din punctul de calcul. Și această valoare a razei minime R se stabilește pentru fiecare regiune în parte, după caracteristicile anomaliei cartate a gravitației.

O altă metodă de evaluare a gradientului vertical al cîmpului gravitației folosește valorile acestuia din nodurile unei rețele pătratice, care cad pe diverse cercuri concentrice cu centrul în punctul de calcul², pe baza relației (225),

$$g_z = \frac{23.050}{l} \cdot \left[g(0) - 0,1855 \cdot \sum_1^4 g(l) + 0,0058 \cdot \sum_1^4 g(l\sqrt{2}) - 0,0094 \cdot \sum_1^8 g(l\sqrt{5}) - \right. \\ \left. - 0,0053 \cdot \sum_1^8 g(l\sqrt{10}) - 0,0029 \cdot \sum_1^8 g(l\sqrt{17}) - 0,0023 \cdot \sum_1^8 g(5l) - \right. \\ \left. - 0,0023 \cdot \sum_1^8 g(l\sqrt{40}) + 0,011 \cdot \sum_1^8 g(l\sqrt{68}) - 0,0185 \cdot \sum_1^8 g(10l) \right], \quad (225)$$

în care g_z este exprimat în 10^{-9} UCGS (E ö t v ö s), dacă l (latura rețelei) este exprimată în metri și valorile lui g , în mgal.

Un exemplu de aplicare cu succes a gradientului vertical de ordinul I al cîmpului gravitației este reprodus în figurile 80 și 81, după Haalck³, și privește regiunea Gifhorn din R.F. Germană.

¹ Evjen H. M., *The place of the vertical gradient in gravitational interpretations*, Geophysics, I, 1, 1936.

² Baranov V., *Calcul du gradient vertical du champ de gravité ou de champ magnétique mesuré à la surface du sol*, Geophysical Prospecting I, 1, 1953.

³ Haalck, *Ergebnisse vollständigen Berechnung des gravimetrischen Störungfeldes in Gebiet von Gifhorn*, Beitr. z. angew. Geophysik, IX, 3/4, 1942.

În figura 80 este reprodusă anomalia cîmpului gravitației în reducerea Bouguer pentru regiunea Gifhorn. După cum se poate remarca, pe un fond de scădere regională a anomaliai gravitației pe direcția sud-est — nord-vest este grefată o anomalie de minim, care își are originea în prezența în subsol a unui masiv de sare. Anomalia cumulată, așa cum a fost cartată, nu este în măsură să dea indicații precise asupra localizării masivului de sare, anomalia de minim rămînd deschisă către nord-vest.

În figura 81 este reprezentată anomalia gradientului vertical de ordinul I al cîmpului gravitației. În imaginea acestei mărimi gravimetrice, anomalia regională este complet eliminată, conturîndu-se remarcabil de bine anomalia locală produsă de masivul de sare, care de data aceasta poate fi localizat cu precizie pe baza datelor gravimetrice.

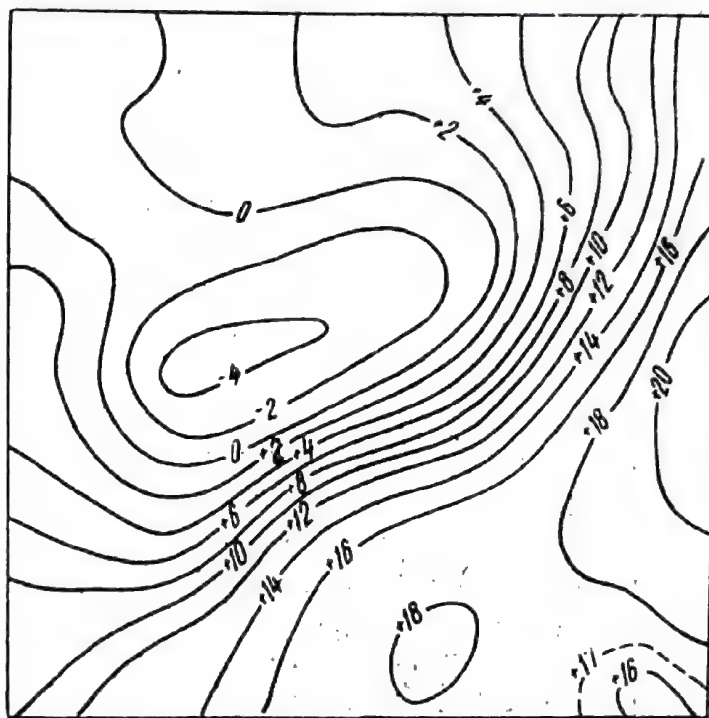


Fig. 80. Anomalia gravitației în reducerea Bouguer în regiunea Gifhorn, R.F.G.

Apare clar din cele reprezentate mai sus că aplicarea gradientului vertical de ordinul I prezintă mari avantaje pentru separarea anomaliilor gravimetrice. Din nefericire, metodele de calcul ale acestei mărimi gravimetrice sînt destul de laborioase, fapt care limitează aplicarea ei pentru rațiuni economice.

b) *Gradientul vertical de ordinul II al cîmpului gravitației* ($W_{zzz} = \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = g_{zz}$).

Gradientul vertical de ordinul II al cîmpului gravitației, așa cum s-a văzut mai sus, are avantajul că, eliminînd efectul distribuțiilor de masă de la adîncime mare, amplifică în schimb efectul distribuțiilor de masă situate la adîncimi mici, deci aproape de suprafață. Prin aceasta, gradientul vertical de ordinul II operează o bună separare a anomaliilor gravimetrice locale de cele regionale.

În mod practic, metoda de calcul a acestei mărimi gravimetrice este asemănătoare cu aceea a evaluării gradientului vertical de ordinul I, bazîndu-se tot pe o integrare de suprafață. Formulele practice de lucru au o structură asemănătoare, de forma unui polinom, care conține valorile gravitației radiale medii pe cercuri concentrice în jurul stației pentru care se face calculul și care reprezintă mediile aritmetice ale valorilor unui număr limitat de puncte care cad în nodurile unei rețele pătratică, pe cercul respectiv (v. fig. 82). Pentru simplificarea calculelor se folosește adesea, în loc de valorile medii

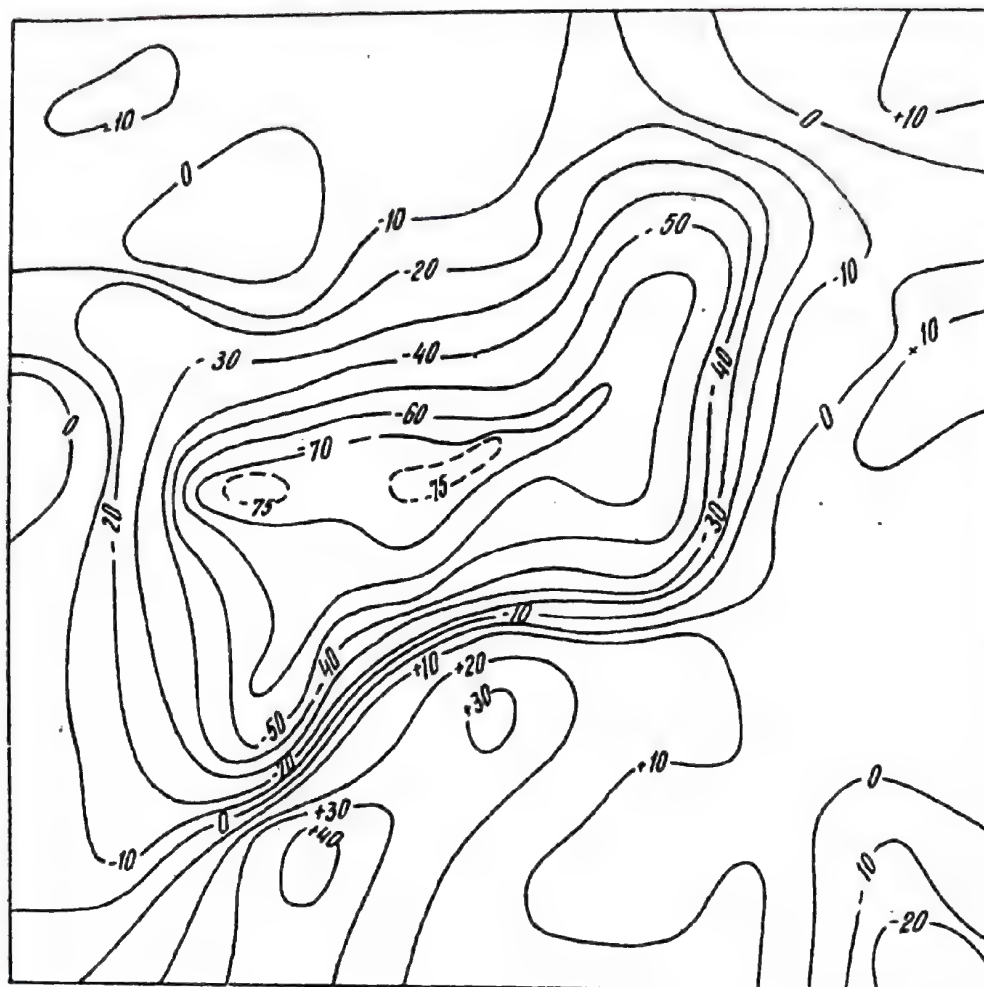


Fig. 81. Anomalia gradientului vertical de ordinul I al câmpului gravitației în regiunea Gifhorn, R.F.G.

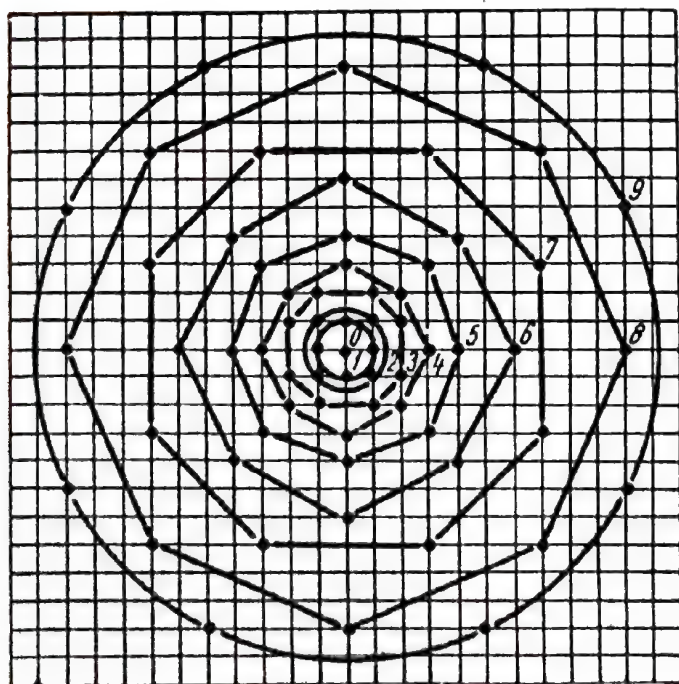


Fig. 82. Configurația punctelor pentru evaluarea gravitației radiale medii pe cercuri concentrice în jurul stației de calcul, folosind o rețea pătratică.

ale gravitației, suma valorilor de gravitate în punctele care cad pe cercul respectiv.

Reproducem mai jos câteva din formulele de calcul al gradientului vertical de ordinul II al câmpului gravitației care sînt folosite pe scară mai largă și care, așa cum se poate observa, deși sînt stabilite pe baza unor principii diferite, au o structură asemănătoare.

*Formula Peters*¹:

$$g_{zz} = \frac{1}{l^2} \cdot \left[1,156 \cdot g(0) + 0,0514 \cdot \sum_1^4 g(l) - 0,1113 \cdot \sum_1^4 g(l\sqrt{2}) - \right. \\ \left. - 0,1699 \cdot \sum_1^8 g(l\sqrt{5}) + 0,0245 \cdot \left(\sum_1^4 g(8l) + \sum_1^4 g(9l) + \sum_1^8 g(10l) \right) \right] \quad (226)$$

*Formulele Henderson-Zietz*²:

$$g_{zz} = \frac{1}{l^2} \cdot \left[6,185 \cdot g(0) - 2,094 \cdot \sum_1^4 g(l) + 0,547 \cdot \sum_1^4 g(l\sqrt{2}) \right] \quad (227)$$

$$g_{zz} = \frac{2}{l^2} \cdot \left[3 \cdot g(0) - \sum_1^4 g(l) + \frac{1}{4} \cdot \sum_1^4 g(l\sqrt{2}) \right] \quad (228)$$

$$g_{zz} = \frac{1}{3l^2} \cdot \left[21 \cdot g(0) - 8 \cdot \sum_1^4 g(l) + 3 \cdot \sum_1^4 g(l\sqrt{2}) - \frac{1}{4} \cdot \sum_1^4 g(l\sqrt{5}) \right] \quad (229)$$

*Formulele Elkins*³:

$$g_{zz} = \frac{1}{60l^2} \cdot \left[64 \cdot g(0) - 2 \cdot \sum_1^4 g(l) - 4 \cdot \sum_1^4 g(l\sqrt{2}) - 5 \cdot \sum_1^8 g(l\sqrt{5}) \right] \quad (230)$$

$$g_{zz} = \frac{1}{28l^2} \cdot \left[16 \cdot g(0) + 2 \cdot \sum_1^4 g(l) - 3 \cdot \sum_1^8 g(l\sqrt{5}) \right] \quad (231)$$

$$g_{zz} = \frac{1}{62l^2} \cdot \left[44 \cdot g(0) + 4 \cdot \sum_1^4 g(l) - 3 \cdot \sum_1^4 g(l\sqrt{2}) - 6 \cdot \sum_1^8 g(l\sqrt{5}) \right] \quad (232)$$

*Formulele Rosenbach*⁴:

$$g_{zz} = \frac{1}{l^2} \cdot \left[12 \cdot g(0) - \sum_1^4 g(l) - 4 \cdot \sum_1^4 g(l\sqrt{2}) + \frac{2}{3} \cdot \sum_1^4 g(l) \right] \quad (233)$$

$$g_{zz} = \frac{1}{24l^2} \cdot \left[96 \cdot g(0) - 18 \cdot \sum_1^4 g(l) - 8 \cdot \sum_1^4 g(l\sqrt{2}) + \sum_1^8 g(l\sqrt{5}) \right] \quad (234)$$

¹ Peters L. J., *The direct approach to magnetic interpretation and its practical application*, Geophysics, XIV, 3, 1949.

² Henderson R. G., Zietz I., *The computation of second vertical derivatives of geomagnetic fields*, Geophysics, XIV, 4, 1949.

³ Elkins Th. A., *The second derivative method of gravity interpretation*, Geophysics, XVI, 1, 1951.

⁴ Rosenbach O., *A contribution to the computation of the second derivative from the gravity data*, Geophysics, XVIII, 4, 1953.

Formulele (226) — (234) pentru calculul gradientului vertical de ordinul II sînt mult mai simple decît formulele (224) și (225), pe baza cărora se evaluează gradientul vertical de ordinul I. Aceasta atrage după sine o economie importantă de timp la evaluarea acestei mărimi gravimetrice față de precedentă,

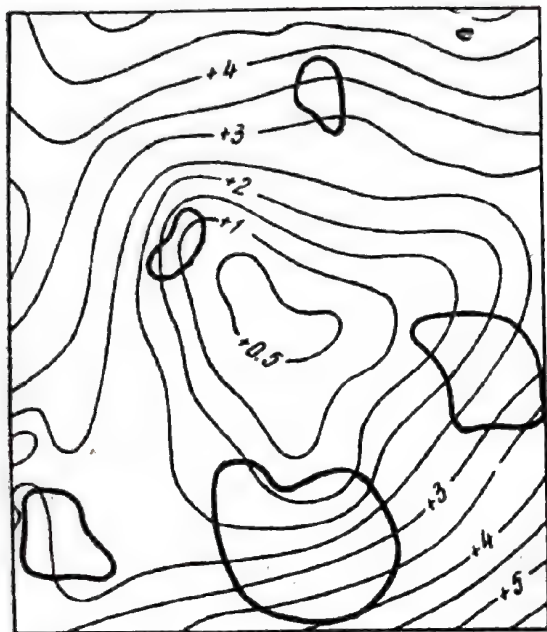


Fig. 83. Anomalia gravitației în reducerea Bouguer pentru regiunea Mykawa.

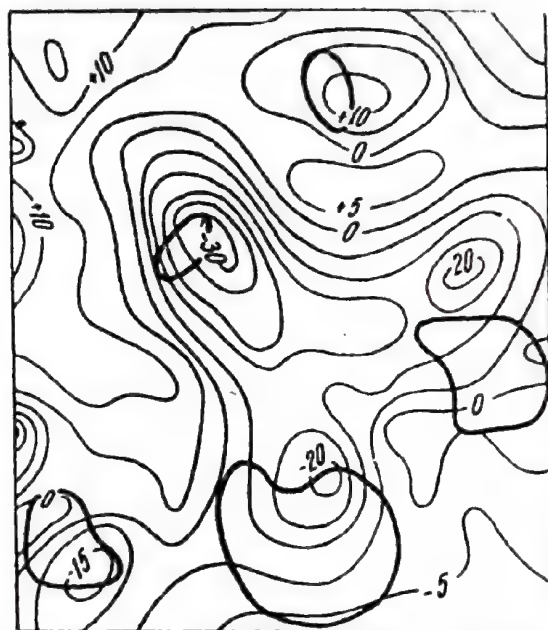


Fig. 84. Gradientul vertical de ordinul II al gravitației pentru regiunea Mykawa.

cea ce a impus-o cu avantaje remarcabile la prelucrarea anomaliilor gravimetrice în vederea separării lor. Pentru aceasta, în momentul de față, gradientul vertical de ordinul II are cea mai largă aplicare la separarea anomaliilor gravimetrice.

Exemple practice de anomalii ale gradientului vertical de ordinul II al câmpului gravitației se găsesc în figurile 83 și 84. Pentru a ilustra avantajele folosirii acestei mărimi gravimetrice la separarea anomaliilor, reproducem după Elkins cazul regiunii Mykawa, Texas, din S.U.A. În această regiune, imaginea anomaliilor câmpului gravitației (fig. 83) pune în evidență un minim intens și larg. Deoarece în regiune este probabilă existența de masive de sare, apexul acestei anomalii a fost explorat, însă cu rezultat negativ.

Gradientul vertical de ordinul II al câmpului gravitației (fig. 84) pune în evidență existența a 5 focare de minim a acestei mărimi, care explorate au dovedit existența a 5 masive de sare, explicînd, prin cumulara efectului lor în mărimea câmpului gravitației, rezultatul negativ al explorării inițiale.

1.2.3. Separarea anomaliilor gravimetrice pe baza continuării analitice a câmpului gravitației în semispațiul inferior. Metoda aceasta se bazează pe observația că anomalia câmpului gravitației are o asemănare cu atît mai mare cu elementul geologic care o produce, cu cît acest element se găsește mai aproape de supra-

față sau, spus altfel, asemănarea este cu atât mai mare, cu cât suprafața pe care se fac măsurătorile este mai aproape de cauza care produce anomalia.

Ținând cont de această observație, s-a imaginat continuarea analitică a câmpului gravitației în semispațiul inferior, care constă în a calcula, pe baza datelor măsurate la suprafața pământului, valorile câmpului gravitației în diferite planuri inferioare (ca și cum ar fi fost măsurate în aceste planuri dacă în mod practic s-ar putea face acest lucru), pentru a accentua efectul distribuției de masă producătoare a anomaliilor gravimetrice și a pune în evidență detaliile structurale.

Metoda de calcul a valorilor câmpului gravitației continuate analitic în semispațiul inferior este standardizată, calculul făcându-se pe baza unor formule de lucru, a căror structură este asemănătoare cu aceea a formulelor pentru gradientii verticali de ordin superior. Ca un exemplu reproducem mai jos formula Peters¹ pentru calculul valorilor continuate analitic în semispațiul inferior, în planul la adâncimea h față de suprafață.

$$g(-h) = \sum_0^9 C_n \cdot \bar{g}_n, \quad (235)$$

în care \bar{g}_n reprezintă valoarea medie a câmpului gravitației pe cercul de rază n ($0 \leq n \leq 9$), iar C_n sînt coeficienți numerici, a căror valoare este înscrisă în tabelul 20 (adâncimea h fiind exprimată în funcție de latura l a rețelei pătrate care servește pentru evaluarea valorilor medii a gravitației pe cercuri).

Tabelul 20

Cercul	Raza medie	Coeficientul pentru $h = l$	Coeficientul pentru $h = 2l$
0	0	0,3969	0,4197
1	l	0,3026	0,3532
2	$l\sqrt{2}$	0,3356	0,5460
3	$l\sqrt{5}$	0,2749	0,4071
4	$l\sqrt{8.5}$	0,2234	0,2668
5	$l\sqrt{17}$	0,0356	-0,0442
6	$l\sqrt{34}$	-0,2194	-0,3762
7	$l\sqrt{58}$	-0,3413	-0,6236
8	$l\sqrt{99}$	0,1248	0,3130
9	$l\sqrt{125}$	-0,1331	-0,1395

Metodele de separare a anomaliilor gravimetrice descrise mai sus reprezintă un ajutor prețios la interpretarea geologică a acestor anomalii. Folosirea preferențială a lor este impusă de structura geologică a regiunii și de avantajele legate de economia aplicării lor, precum și de urgența cu care ne sînt necesare rezultatele. Pentru aceasta, alegerea metodei de separare trebuie făcută cu multă grijă, cîntărind cu atenție avantajele și dezavantajele care derivă din elementele de mai sus.

¹ Peters, op. cit.

2. DETERMINAREA SURSELOR DE ANOMALII GRAVIMETRICE

A doua etapă a prelucrării anomaliilor gravimetrice constă, așa cum s-a precizat de la început, în stabilirea unor soluții geometrice echivalente obiectelor geologice reale care produc anomaliile gravimetrice individuale.

Stabilirea acestor soluții se poate face fie pe baza anomaliilor locale ale câmpului gravitației, fie pe baza anomaliilor locale ale gradientului orizontal. Nu este indicat să se folosească în acest scop anomaliile altor mărimi gravimetrice (gradienti verticali de diferite ordine, anomalii ale gravitației continuate analitic etc.), deoarece, prin procedeele de evaluare, acestea capătă un accentuat caracter calitativ.

Determinarea unor soluții geometrice corespunzătoare surselor de anomalii gravimetrice se realizează prin rezolvarea *problemei directe* sau *problemei inverse* a potențialului.

Rezolvarea *problemei directe* a potențialului constă în determinarea anomaliilor gravimetrice produse de distribuții anormale de masă cu o formă geometrică simplă. În acest sens se alege tipul de corp geometric, contrastul de densitate pe care îl realizează cu mediul înconjurător, dimensiunile și adâncimea corpului, și prin aproximații succesive se modifică în mod convenabil acești parametri, pînă cînd se obține o anomalie gravimetrică ce se suprapune cît mai bine cu anomalia obținută în urma prospecțiunii.

Rezolvarea *problemei inverse* a potențialului urmează o cale contrară, plecînd de la anomalia gravimetrică obținută prin prospecțiune. Această anomalie este în prealabil normalizată, determinînd „curba zecimală”, din care se obțin apoi direct elementele geometrice ale corpului geometric considerat ca sursă a anomaliei gravimetrice respective.

2.1. Problema directă a potențialului. S-a precizat că rezolvarea problemei directe a potențialului presupune calcularea anomaliilor gravimetrice, plecînd de la distribuții anormale de masă de forma unor corpi geometrice convenabil aleși. În general, corpii geometrice folosiți, pentru care anomaliile gravimetrice au expresii analitice mai simple, sînt următorii:

- sfera, cu care se asimilează masivele de sare, unele zăcămintele metalifere de tipul corpurilor neregulate, cuiburilor etc., precum și unele mase de roci eruptive de tipul stockurilor, lakkolitelor etc.;
- cilindrul orizontal infinit cu care se asimilează anticlinalele, cordilierele sau unele zăcămintele metalifere de tipul lentilelor orizontale;
- treapta dreaptă sau înclinată cu care se asimilează accidentele rupturale de tipul falilor, fracturilor, încălecărilor etc.;
- cilindrul vertical semiinfinit cu care se asimilează masivele columnare de sare și unele mase de roci eruptive, ca, de exemplu, neckurile, apofizele, bismalitele etc.;
- stratele verticale sau înclinate cu care se asimilează unele zăcămintele metalifere de tipul filoanelor și lentilelor înclinate sau lentilele de sare.

În cazul în care anomalia gravimetrică este mai puțin regulată sau este asimetrică, sursa de anomalii poate fi considerată ca fiind formată din mai multe corpuri geometrice regulate, al căror efect singular este însumat pentru a se obține o anomalie totală, care apoi este comparată cu anomalia măsurată (de exemplu, un zăcămint constituit din mai multe strate înclinate, paralele între ele etc.). De asemenea, combinarea a două forme geometrice simple poate conduce la o nouă formă geometrică (de exemplu, combinarea efectului a două trepte înclinate este echivalent cu efectul unei prisme orizontale infinite — formă cu care se poate asimila un anticlinal etc.).

Pentru mai bună înțelegere a modului cum se conduce rezolvarea problemei inverse a potențialului dăm mai jos câteva exemple de corpi cu formă geometrică simplă dintre cei indicați mai sus.

Sfera. Ținând cont de notațiile din figura 85 și de relația (13) care dă valoarea potențialului newtonian și considerând masa sferei $M = \frac{4}{3} \cdot \pi \cdot R^3 \cdot \Delta\delta$ și distanța de la un punct P situat pe suprafață pînă la centrul sferei ca fiind $r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$, se obține valoarea potențialului gravitațional produs de o masă sferică într-un punct pe suprafață ca fiind:

$$W = G \cdot \frac{4}{3} \cdot \pi \cdot R^3 \cdot \Delta\delta \cdot \frac{1}{\sqrt{x^2 + y^2 + z^2}}. \quad (236)$$

În relația de mai sus s-a considerat că masa sferei este concentrată în centrul ei, ipoteză care este justificată de simetria acestui corp în raport cu centrul lui.

Pentru a obține diferitele mărimi gravimetrice care ne interesează, vom deriva relația (236) în raport cu variabilele respective. Efectuînd operațiile și grupînd convenabil termenii, se obțin final valorile de mai jos, alegînd sensul pozitiv al axei Oz către în jos

$$W_z = \frac{4}{3} \cdot G \cdot \pi \cdot R^3 \cdot \Delta\delta \cdot \frac{z}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} \quad (237)$$

$$W_{zx} = 4 \cdot G \cdot \pi \cdot R^3 \cdot \Delta\delta \cdot \frac{x \cdot z}{(x^2 + y^2 + z^2)^{5/2}} \quad (238)$$

$$W_{zy} = 4 \cdot G \cdot \pi \cdot R^3 \cdot \Delta\delta \cdot \frac{y \cdot z}{(x^2 + y^2 + z^2)^{5/2}} \quad (239)$$

$$W_{xx} = -\frac{4}{3} \cdot G \cdot \pi \cdot R^3 \cdot \Delta\delta \cdot \frac{-2x^2 + y^2 + z^2}{(x^2 + y^2 + z^2)^{5/2}} \quad (240)$$

$$W_{yy} = -\frac{4}{3} \cdot G \cdot \pi \cdot R^3 \cdot \Delta\delta \cdot \frac{x^2 - 2y^2 + z^2}{(x^2 + y^2 + z^2)^{5/2}} \quad (241)$$

$$W_{xy} = 4 \cdot G \cdot \pi \cdot R^3 \cdot \Delta\delta \cdot \frac{x \cdot y}{(x^2 + y^2 + z^2)^{5/2}} \quad (242)$$

$$W_{zz} = -\frac{4}{3} \cdot G \cdot \pi \cdot R^3 \cdot \Delta\delta \cdot \frac{x^2 + y^2 - 2z^2}{(x^2 + y^2 + z^2)^{5/2}} \quad (243)$$

În aplicațiile practice este foarte avantajos de lucrat nu direct cu formulele de mai sus, ci cu formulele *normalizate* sau *zecimale* derivate din acestea, folosind curbele construite o dată pentru totdeauna pe baza acestora. Pentru a înțelege cum se procedează, să luăm ca exemplu cazul cîmpului gravitației pe un profil care este situat deasupra centrului sferei.

Pentru a construi curba zecimală, se scrie relația (237) sub forma

$$g = \frac{4}{3} \cdot G \cdot \pi \cdot R^3 \cdot \Delta\delta \cdot \frac{z}{z^3 \cdot \left(1 + \frac{x^2}{z^2}\right)^{3/2}} \quad (244)$$

Valoarea maximă a gravitației, care apare evident deasupra centrului sferei ($x = 0$), va fi

$$g_{max} = \frac{4}{3} \cdot G \cdot \pi \cdot R^3 \cdot \Delta\delta \cdot \frac{z}{z^3} \quad (245)$$

Împărțind relația (244) prin relația (245), obținem

$$\frac{g}{g_{max}} = \frac{1}{\left(1 + \frac{x^2}{z^2}\right)^{3/2}} \quad (246)$$

care reprezintă tocmai ecuația curbei zecimale.

După cum se poate remarca, ecuația curbei zecimale este funcție numai de parametrul x/z , care este un parametru cu totul general și nedimensional. Această ecuație reprezintă funcțiunea generală care caracterizează variația cîmpului gravitației produs de o distribuție de masă de tipul unei sfere.

Avantajul folosirii curbei zecimale constă în faptul că, o dată cunoscută

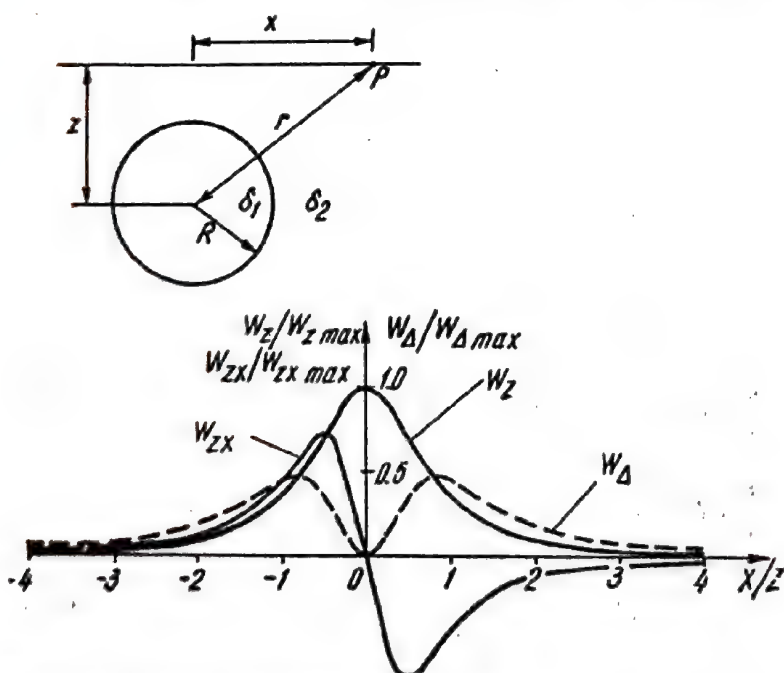


Fig. 85. Curbele zecimale pentru W_z , W_{zx} și W_Δ în cazul sferei.

pentru tipul de distribuție de masă, în cazul nostru, sfera, cîmpul gravitației poate fi determinat în orice punct pe suprafața solului cu foarte mare ușurință. În acest sens, anomalia cîmpului gravitației produsă de o masă sferică, determinată (cu R , z și $\Delta\delta$ cunoscut) într-un punct oarecare pe axa Ox , se obține înmulțind valoarea dată de curba zecimală pentru x/z , respectiv cu valoarea lui g_{max} pentru această masă sferică.

Cilindrul orizontal infinit. Pentru determinarea mărimilor gravimetrice care ne interesează în acest caz, se pleacă de la potențialul logaritmico al lui Neumann (o formă a potențialului newtonian la care s-a efectuat integrarea în raport cu variabila y între limitele $-\infty$ și $+\infty$) și a cărei expresie este

$$W = 2G \cdot \Delta\delta \cdot \iint L_n \frac{1}{r} \cdot ds. \quad (247)$$

Ținând cont de simetria circulară a secțiunii verticale a cilindrului, putem considera că masa acestuia este echivalentă cu o linie de masă orizontală care trece prin centrul lui. Deoarece cilindrul orizontal este infinit extins, este evident că masa totală a acestuia va fi infinită. De aceea se face apel la o noțiune specială, și anume aceea de *masă pe unitatea de lungime* pe care o notăm cu M' și al cărei sens fizic și expresie matematică este dată de relația

$$M' = \pi \cdot R^2 \cdot \Delta\delta \cdot 1. \quad (248)$$

În baza notațiilor din figura 86 și a relației (13) și înlocuind distanța de la suprafață la centrul secțiunii cilindrului $r = \sqrt{x^2 + z^2}$, după ce integrarea

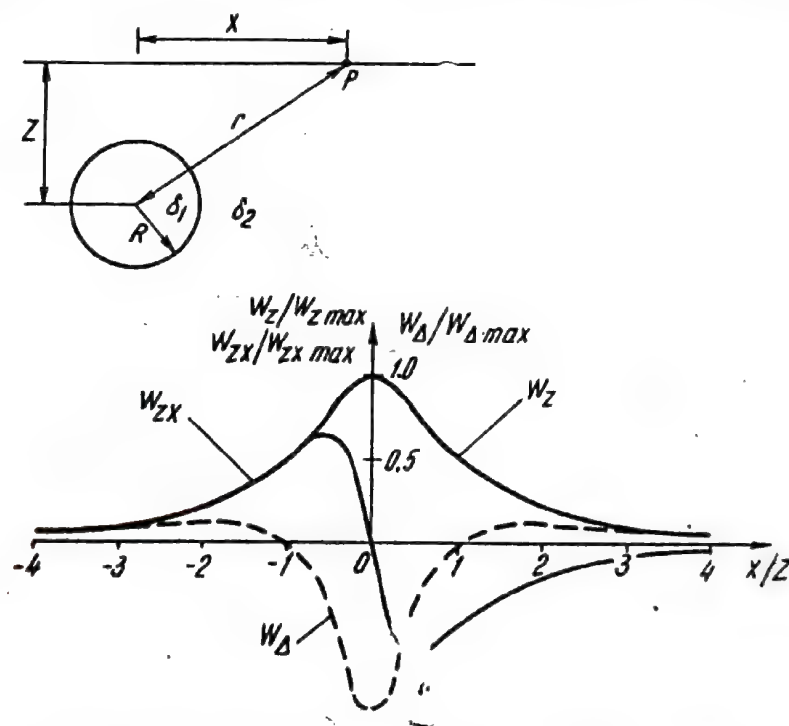


Fig. 86. Curbele zecimale pentru W_z , W_{zx} și W_Δ în cazul unui cilindru orizontal infinit.

a fost efectuată prin echivalarea cilindrului orizontal cu o linie de masă orizontală, se poate scrie expresia potențialului gravitațional, pe care îl produce un cilindru orizontal infinit într-un punct oarecare pe suprafața solului ca

$$W = 2G \cdot \pi \cdot R^2 \cdot \Delta\delta \cdot L_n \frac{1}{\sqrt{x^2 + z^2}}. \quad (249)$$

cil orz infinit

Prin derivare se obțin valorile mărimilor gravimetrice, a căror expresie matematică este dată mai jos

$$W_z = 2G \cdot \pi \cdot R^2 \cdot \Delta\delta \cdot \frac{z}{x^2 + z^2} \quad (250)$$

$$W_{zx} = 4G \cdot \pi \cdot R^2 \cdot \Delta\delta \cdot \frac{x \cdot z}{(x^2 + z^2)^2} \quad (251)$$

$$W_{zy} = 0 \quad (252)$$

$$W_{xx} = 2G \cdot \pi \cdot R^2 \cdot \Delta\delta \cdot \frac{x^2 - z^2}{(x^2 + z^2)^2} \quad (253)$$

$$W_{yy} = 0 \quad (254)$$

$$W_{xy} = 0 \quad (255)$$

$$W_{zz} = 2G \cdot \pi \cdot R^2 \cdot \Delta\delta \cdot \frac{x^2 - z^2}{(x^2 + z^2)^2} \quad (256)$$

În figura 86 sînt reproduse curbele zecimale pentru principalele mărimi gravimetrice în cazul unui cilindru orizontal.

Treapta. Cazul trepte se rezolvă tot cu ajutorul potențialului logaritmice al lui Neumann. Relația generală care dă valoarea cîmpului gravitației este în acord cu figura 87.

$$W_z = 2G \cdot \Delta\delta \cdot \left\{ - [x \cdot \sin \alpha + a \cdot \cos \alpha] \cdot \left[\sin \alpha \cdot L_n \frac{r_2}{r_1} + \cos \alpha \cdot (\varphi_2 - \varphi_1) \right] + A \cdot \varphi_2 - a \cdot \varphi_1 \right\} \quad (257)$$

care, în cazul unei trepte drepte (verticale), se simplifică la

$$W_z = 2G \cdot \Delta\delta \cdot \left(x \cdot L_n \frac{r_2}{r_1} + A \cdot \varphi_2 - a \cdot \varphi_1 \right) \quad (258)$$

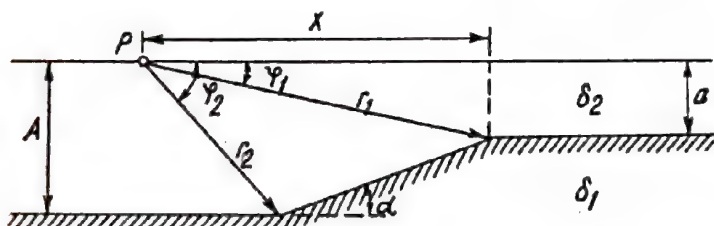


Fig. 87. Notațiile pentru cazul treptei înclinate.

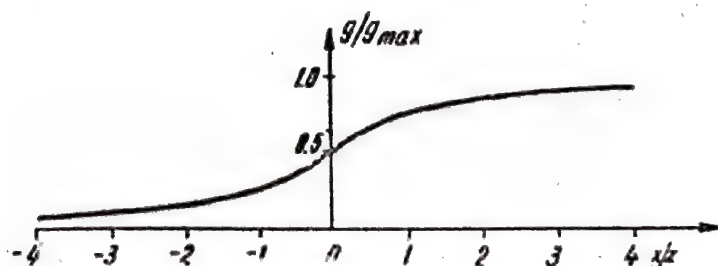


Fig. 88. Curba zecimală pentru cazul unei trepte drepte.

În figura 88 este reprodusă curba zecimală pentru cazul unei trepte drepte. Pentru cazul general al unei trepte înclinate, curba zecimală are același aspect, avînd doar punctul de inflexiune deplasat față de mijlocul planului înclinat către partea superioară a trepte.

Cilindrul vertical semi-infinit. Pentru acest caz, formula practică este

$$W_z = G \cdot \pi \cdot R^2 \cdot \Delta\delta \cdot \frac{1}{\sqrt{x^2 + z^2}}, \quad (259)$$

iar curba zecimală este reprodusă în figura 89.

Au fost prezentate mai sus câteva exemple de forme geometrice regulate și relațiile cu ajutorul cărora se pot determina anomaliile mărimilor gravimetrice și îndeosebi a câmpului gravitației care prezintă cel mai mare interes. Considerăm că nu este cazul de insistat mai mult, scopul reproducerii acestor

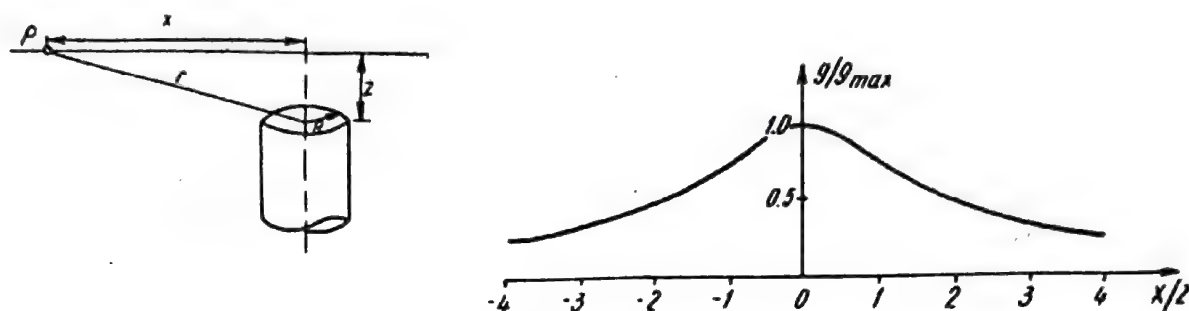


Fig. 89. Notațiile și curba zecimală pentru cazul cilindrului vertical semiinfinite.

cazuri fiind de a da o idee generală asupra structurii formulelor și a modului practic în care se realizează calculul efectelor gravimetrice în cadrul problemei directe a potențialului.

Pentru cazul anomaliilor gravimetrice cu o dimensiune orizontală foarte mare, care se poate asimila ca produse de structuri bidimensionale, se poate realiza calculul anomaliei gravimetrice și pentru secțiuni de o formă oarecare cu ajutorul unor abace cu celule (care reprezintă de fapt echivalentul unei integrări prin părți). Aceasta asigură reproducerea prin calcul a anomaliilor gravimetrice pentru situații geologice reale din natură.

2.2. Problema inversă a potențialului. Așa cum s-a indicat mai înainte, pe această cale se procedează direct la determinarea unor elemente dimensionale ale corpului perturbant, în ipoteza că acesta are o formă geometrică simplă, avînd la bază curba zecimală a anomaliei cartate și alegînd în prealabil valoarea contrastului de proprietăți fizice ca cel mai probabil. Metoda aceasta este limitată în aplicare numai la anomaliile gravimetrice care au o morfologie simplă și sînt practic simetrice fie izometrice (produse de distribuții de masă asimilabile cu o sferă), fie foarte alungite (produse de distribuții de masă asimilabile cu un cilindru orizontal infinit).

Prima operație care trebuie făcută este construirea curbei zecimale, prin împărțirea valorilor Δg prin valoarea Δg_{max} din apexul anomaliei, avînd grijă ca linia de zero a anomaliei să fie trasată cît mai corect. În modul acesta se elimină automat dependența anomaliei de contrastul de densitate. Se măsoară lățimile d_i ale curbei zecimale la ordonatele 0,2; 0,3; 0,4; 0,5; 0,6; 0,7 și 0,8 și se înmulțește fiecare cu coeficientul de amplificare respectiv.

Tabelul 2

VALOAREA COEFICIENTILOR DE AMPLIFICARE
PENTRU CALCULUL ADÎNCIMII z

<i>Distanța</i>	<i>Coeficientul de amplificare pentru sferă</i>	<i>Coeficientul de amplificare pentru cilindru orizontal infini</i>
$d_{0,2}$	0,72	0,50
$d_{0,3}$	0,90	0,66
$d_{0,4}$	1,20	0,82
$d_{0,5}$	1,30	1,00
$d_{0,6}$	1,60	1,20
$d_{0,7}$	1,90	1,50
$d_{0,8}$	2,40	2,00

Media acestor valori furnizează valoarea medie a adîncimii z_{med} la centru sferei, respectiv al cilindrului orizontal infinit.

Raza sferei se obține din relația

$$R_s = 0,33 \cdot \sqrt{\frac{z_{med} \cdot \Delta g_{max}}{\Delta \delta}}, \quad (260)$$

iar a cilindrului orizontal infinit din relația

$$R_c = 0,155 \cdot \sqrt{\frac{z_{med} \cdot \Delta g_{max}}{\Delta \delta}}, \quad (261)$$

după ce în prealabil a fost aleasă valoarea contrastului de densitate $\Delta \delta$.

Pentru ambele cazuri, adîncimea la creastă (intrarea în corpul perturbant) este dată de relația

$$T = z_{med} - R. \quad (262)$$

În modul acesta, fie pe baza problemei directe, fie pe baza problemei inverse a potențialului, se ajunge la o imagine geometrică a sursei anomaliilor gravimetrice, care reprezintă imaginea stilizată a cauzei geologice. Aceasta,

împreună cu ordinul de mărime al dimensiunilor și adâncimii sînt de un prețios ajutor în conducerea procesului de interpretare geologică a anomaliilor gravimetrice.

CAPITOLUL XVI

GRAVITATEA ȘI TEORIA IZOSTATICĂ

Valoarea absolută a cîmpului gravitației la suprafața pămîntului, neglijînd efectul de rotație care este independent de constituția internă a acestuia, reprezintă suma a mai multor efecte și ale căror cauze sînt următoarele:

- A. 1. Elevația.
- 2. Relieful suprafeței topografice.
- B. 1. Relieful stratelor crustale.
- 2. Variațiile de densitate din interiorul pămîntului.

Dacă la valorile măsurate ale cîmpului gravitației pe suprafața pămîntului se aplică reduceri pentru eliminarea efectelor produse de cauzele din categoria A, atunci se obțin rezultate satisfăcătoare pentru regiuni mici, puțin întinse, cu privire la distribuția de masă din pătura superioară a litosferei. Acestea sînt reducerile, la care se adaugă evident reducerea de cîmp normal, care se aplică la valorile cîmpului gravitației atunci cînd măsurătorile sînt efectuate în scopuri de prospecțiune geologică.

Dacă însă dorim informații mai ample cu privire la constituția internă a pămîntului, atunci va trebui să folosim valorile măsurate ale cîmpului gravitației pentru regiuni foarte întinse sau chiar pentru întreaga suprafață a pămîntului și, în acest caz, vor trebui eliminate din aceste valori și efectele din categoria B.

Acest lucru se impune, deoarece aplicarea reducerilor numai pentru efectele din categoria A conduce la anomalii gravimetrice, care nu pot fi explicate decît printr-o distribuție neomogenă de masă în interiorul pămîntului. Atenția asupra anomaliilor gravimetrice produse de distribuția de masă neomogenă din interiorul pămîntului a fost atrasă încă din anul 1749, cînd Bouguer, făcînd măsurători cu aparatul pendular în Peru, a constatat că atracția pe care o exercită în realitate catena muntoasă a Anzilor este mai mică decît aceea pe care ar trebui să o producă masa materială a acestor munți. Ulterior, aceleași constatări s-au făcut și în urma unor măsurători de deviație a verticalei efectuate în jurul anului 1850 în India, între Kalianpur și Kaliana. Pe măsură ce măsurătorile gravimetrice s-au dezvoltat și înmulțit pe suprafața pămîntului, a apărut în mod clar că anomalia cîmpului gravitației în reducerea Bouguer (care reduce numai efectele din categoria A) are

în general valori puternic negative în regiunile muntoase, puternic pozitive în regiunile oceanice și valori mici (în jurul valorii zero) în regiunile continentale.

Aceste observații au condus la concluzia că există o interdependență între relieful topografic al suprafeței pământului și distribuția de masă din interiorul lui, în sensul că variațiile de relief ale suprafeței topografice trebuie să fie compensate prin variații de masă în interior, astfel ca final să se realizeze un echilibru general pentru întreaga suprafață a pământului.

Starea aceasta de echilibru general poartă numele de *izostazie* (termenul a fost introdus de Dutton în 1889) și trebuie înțeleasă ca o stare de echilibru complet a maselor crustale în raport cu substratul plastic care suportă această crustă. Din capul locului trebuie precizat că nu este cazul să ne așteptăm ca echilibrul izostatic să fie realizat în orice punct pe suprafața pământului. Echilibrul izostatic trebuie înțeles ca un echilibru general al crustei în raport cu substratul ei. Diferitele puncte de pe suprafața pământului sînt subechilibrate sau supraechilibrate izostatic și aceasta este o situație normală; statistic însă, așa cum arată datele gravimetrice actuale, echilibrul izostatic general este atins, deoarece suma anomaliilor gravimetrice de pe întreaga suprafață a pământului este practic nulă.

1. IPOTEZE IZOSTATICE

Pentru a explica modul în care distribuția de masă din interiorul pământului realizează echilibrul izostatic, adică compensarea variațiilor de relief topografic ale suprafeței acestuia, au fost emise două ipoteze, și anume:

1.1. Ipoteza AIRY. În această ipoteză, crusta terestră este considerată ca reprezentînd o scoarță solidă, de densitate constantă, care plutește pe un substrat plastic de densitate mai mare. Sub zonele muntoase, baza crustei pătrunde mai adînc în substratul plastic (rădăcina), în timp ce sub zonele oceanice baza crustei pătrunde mult mai puțin (antirădăcină).

Ipoteza aceasta este inspirată de o experiență simplă de fizică (v. fig. 90), după care o serie de bucăți de cupru, de densitate $8,9 \text{ g/cm}^3$, avînd dimensiuni diferite, plutesc într-un vas cu mercur, de densitate $13,6 \text{ g/cm}^3$. Ipoteza lui Airy acordă crustei terestre o grosime variabilă între nivelul

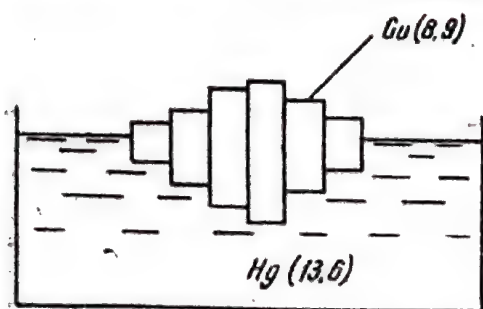


Fig. 90. Experiența care a inspirat ipoteza izostatică a lui Airy.

mediu al mărilor și oceanelor și baza ei, crusta fiind astfel mai groasă în zonele muntoase și mai subțire în cele oceanice. În felul acesta, variațiile de relief topografice ale suprafeței pământului sînt compensate prin variații în grosime a crustei mai puțin dense decît substratul plastic și care plutește pe aceasta.

Privite prin prisma acestei ipoteze, anomaliile cîmpului gravitației în reducerea Bouguer, care, după cum se știe, sînt

raportate la suprafața de referință a elipsoidului geodezic internațional, devin ușor de explicat, minimele acestei mărimi obținute în zonele mun-

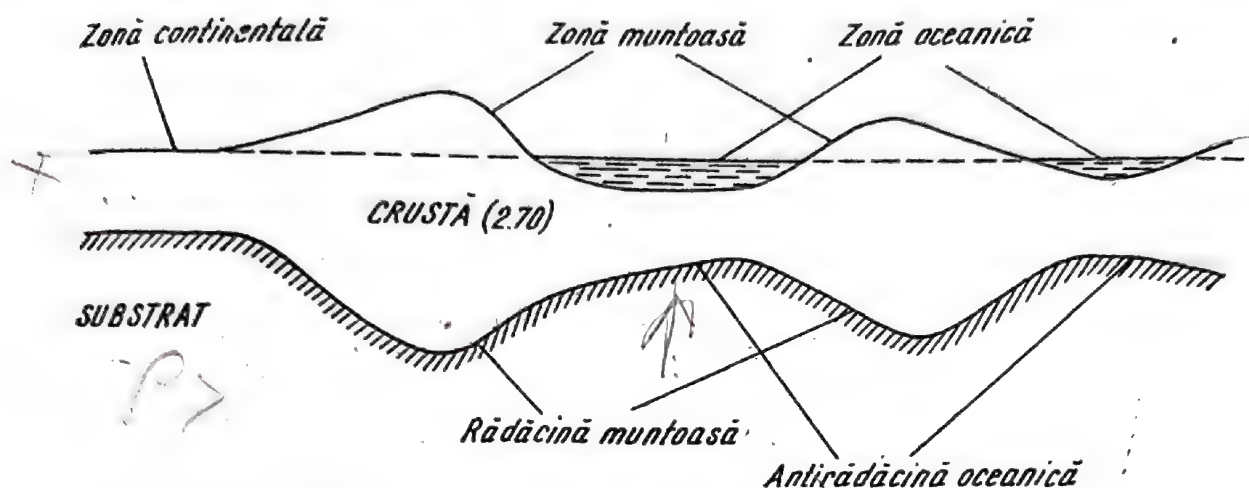


Fig. 91. Schiță pentru exemplificarea ipotezei lui Airy.

toase fiind datorite îngroșării crustei mai puțin dense în raport cu substratul, iar maximele obținute în zonele oceanice fiind datorite subțierii acesteia.

1.2. Ipoteza Pratt. În această ipoteză, crusta terestră este considerată ca reprezentând o scoarță solidă de densitate variabilă, care plutește pe un substrat plastic de densitate mai mare.

Crusta terestră este considerată a avea o grosime constantă între nivelul mediu al mărilor și oceanelor și baza ei.

Ipoteza aceasta este inspirată de o experiență simplă de fizică (v. fig. 92), după care o serie de bucăți de diferite materiale, de densități diferite, având dimensiuni diferite însă aceeași secțiune, plutesc într-un vas cu mercur, de densitate $13,6 \text{ g/cm}^3$, mai mare decât a oricărui material folosit.

După ipoteza izostatică a lui Pratt, variațiile de relief topografic ale suprafeței pământului ar atrage după sine variații în densitatea blocuri, astfel încât presiunea exercitată de crustă pe suprafața plastică să fie aceeași în orice punct. Astfel, sub zonele muntoase, unde există excese de masă, din cauza densității mici a materialului crustal, oceanice excese de masă din cauza densității mai mari a materialului crustal, care produc egalarea presiunii pe suprafața substratului plastic.

Privite prin prisma ipotezei lui Pratt, anomaliile câmpului gravitațional în reducerea Bouguer devin ușor de explicat, minimele acestei mărimi obținute în zonele muntoase fiind datorite deficitelor de masă create de densitatea scăzută a crustei din aceste zone, iar maximele obținute în zonele oceanice fiind datorite exceselor de masă create de densitatea mai ridicată a crustei din aceste zone.

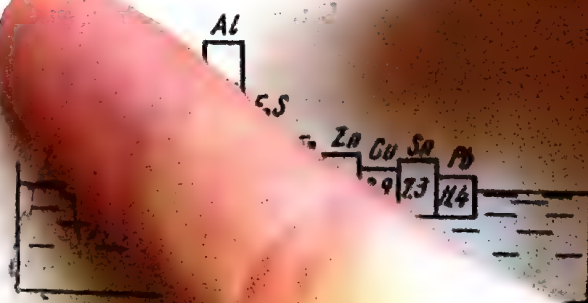


Fig. 92. Experiment izostatic.

raportate la suprafața de referință a elipsoidului geodezic internațional, devin ușor de explicat, minimele acestei mărimi obținute în zonele mun-

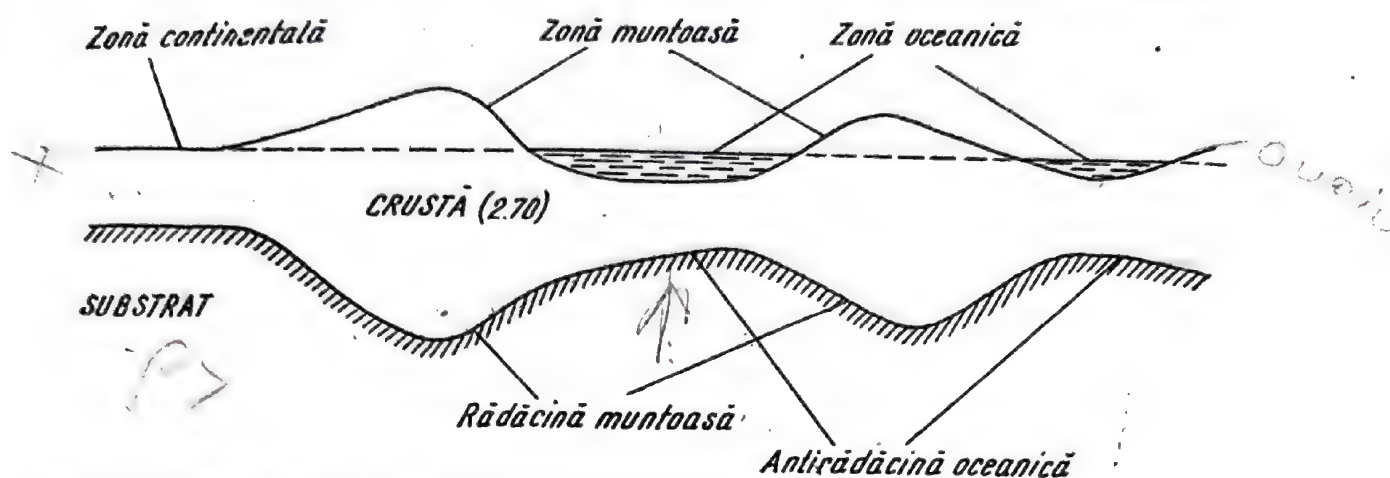


Fig. 91. Schiță pentru exemplificarea ipotezei lui Airy.

toase fiind datorite îngroșării crustei mai puțin dense în raport cu substratul, iar maximele obținute în zonele oceanice fiind datorite subțierii acesteia.

1.2. Ipoteza Pratt. În această ipoteză, crusta terestră este considerată ca reprezentând o scoarță solidă de densitate variabilă, care plutește pe un substrat plastic de densitate mai mare.

Crusta terestră este considerată a avea o grosime constantă între nivelul mediu al mărilor și oceanelor și baza ei.

Ipoteza aceasta este inspirată de o experiență simplă de fizică (v. fig. 92), după care o serie de bucăți de diferite materiale, de densități diferite, având dimensiuni diferite însă aceeași secțiune, plutesc într-un vas cu mercur, de densitate $13,6 \text{ g/cm}^3$, mai mare decât a oricărui material folosit.

După ipoteza izostatică a lui Pratt, variațiile de relief topografic ale suprafeței pământului ar atrage după sine variații în densitatea diferitelor blocuri, astfel încât presiunea exercitată de crustă pe suprafața substratului plastic să fie aceeași în orice punct. Astfel, sub zonele muntoase există deficite de masă, din cauza densității mici a materialului crustal, iar sub cele oceanice excese de masă din cauza densității mai mari a materialului crustal, care produc egalarea presiunii pe suprafața substratului plastic.

Privite prin prisma ipotezei lui Pratt, anomaliile câmpului gravitației în reducerea Bouguer devin ușor de explicat, minimele acestei mărimi obținute în zonele muntoase fiind datorite deficitelor de masă create de densitatea scăzută a crustei din aceste zone, iar maximele obținute în zonele oceanice fiind datorite exceselor de masă create de densitatea mai ridicată a crustei din aceste zone.

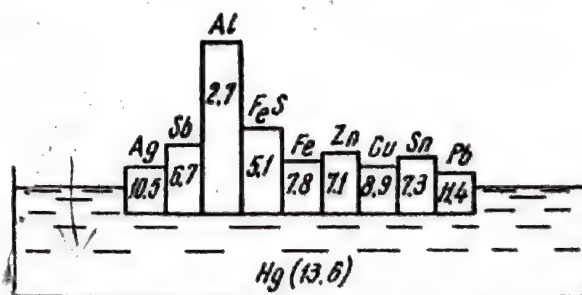


Fig. 92. Experiență care a inspirat ipoteza izostatică a lui Pratt.

După cum se poate remarca din cele de mai sus, ambele ipoteze izostatice prezentate justifică, printr-o imagine adecvată a constituției crustei terestre, datele gravimetrice de observație.

Datele seismice recente au arătat o scădere a vitezei de propagare a undelor elastice sub zonele muntoase și o creștere a valorii acestora sub zonele oceanice.

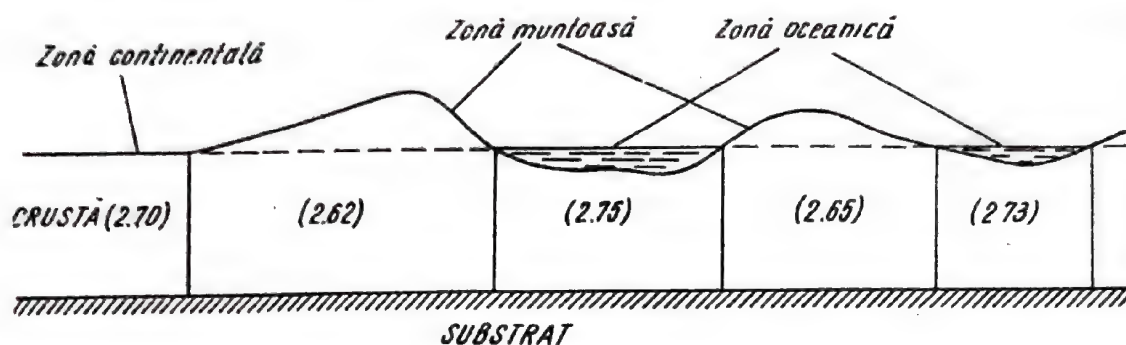


Fig. 93. Schiță pentru exemplificarea ipotezei lui Pratt.

Aceasta, împreună cu alte informații seismice, ca, de pildă, grosimea diferită a cr. stei terestre în diverse regiuni pe suprafața pământului, par a arăta că ipoteza izostatică a lui Airy este mai aproape de realitate. Ipoteza lui Pratt are însă marele avantaj că este mult mai comodă în aplicare, datorită modului de calcul mai ușor.

În momentul de față se aplică în mod obișnuit ambele ipoteze în studiile izostatice; dacă se face acest studiu numai într-o ipoteză, atunci ipoteza lui Airy este obligatorie.

Problema echilibrării izostatice a crustei pământului pe substratul plastic care o suportă a fost ridicată, așa cum s-a văzut, de datele gravimetrice.

2. TIPURI DE ANOMALII GRAVIMETRICE FOLOSITE ÎN STUDII DE IZOSTAZIE.

Pentru studiul echilibrului izostatic al crustei pământului se folosesc în mod obișnuit trei tipuri de anomalii gravimetrice. Cum toate trei reflectă într-un mod diferit situația echilibrului izostatic, este recomandabil ca un studiu complet să fie făcut pe baza tuturor acestor tipuri de anomalii.

Tipurile de anomalii gravimetrice sînt următoarele:

2.1. Anomalia cîmpului gravitației în reducerea Bouguer. Acest tip de anomalie a fost prezentat în capitolul XIV și reprezintă abaterea valorii măsurate a cîmpului gravitației și reduse pe elipsoidul geodezic de referință (prin eliminarea efectului de aer liber, Bouguer și a efectului de relief), față de valoarea normală a cîmpului gravitației în același punct pe elipsoidul geodezic de referință. Valoarea acestei anomalii este dată de relația (215), pe care o retranscriem mai jos:

$$\Delta g_0'' = g + R_F + R_B + R_r - \gamma_0. \quad (263)$$

După cum se poate remarca din cele de mai sus, ambele ipoteze izostatice prezentate justifică, printr-o imagine adecvată a constituției crustei terestre, datele gravimetrice de observație.

Datele seismice recente au arătat o scădere a vitezei de propagare a undelor elastice sub zonele muntoase și o creștere a valorii acestora sub zonele oceanice.

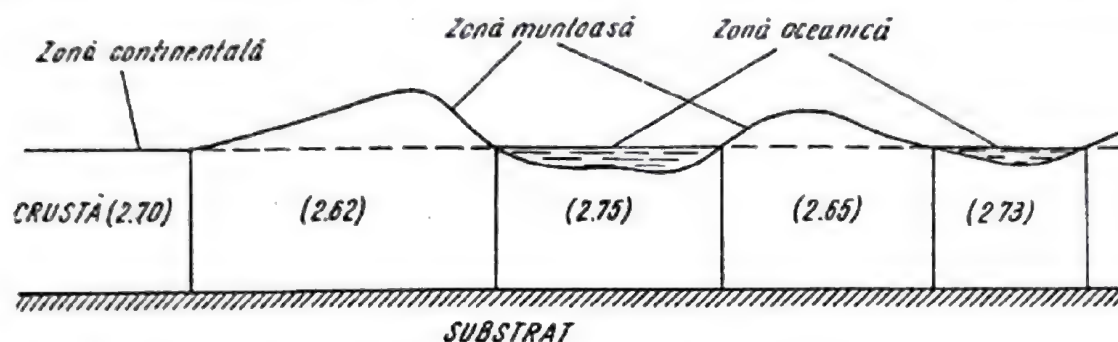


Fig. 93. Schiță pentru exemplificarea ipotezei lui Pratt.

Aceasta, împreună cu alte informații seismice, ca, de pildă, grosimea diferită a crustei terestre în diverse regiuni pe suprafața pământului, pare să arate că ipoteza izostatică a lui Airy este mai aproape de realitate. Ipoteza lui Pratt are însă marele avantaj că este mult mai comodă în aplicare, datorită modului de calcul mai ușor.

În momentul de față se aplică în mod obișnuit ambele ipoteze în studiile izostatice; dacă se face acest studiu numai într-o ipoteză, atunci ipoteza lui Airy este obligatorie.

Problema echilibrării izostatice a crustei pământului pe substratul plastic care o suportă a fost ridicată, așa cum s-a văzut, de datele gravimetrice.

2. TIPURI DE ANOMALII GRAVIMETRICE FOLOSITE ÎN STUDII DE IZOSTAZIE.

Pentru studiul echilibrului izostatic al crustei pământului se folosesc în mod obișnuit trei tipuri de anomalii gravimetrice. Cum toate trei reflectă într-un mod diferit situația echilibrului izostatic, este recomandabil ca un studiu complet să fie făcut pe baza tuturor acestor tipuri de anomalii.

Tipurile de anomalii gravimetrice sunt următoarele:

2.1. Anomalia cîmpului gravitației în reducerea Bouguer. Acest tip de anomalie a fost prezentat în capitolul XIV și reprezintă abaterea valorii măsurate a cîmpului gravitației și reduse pe elipsoidul geodezic de referință (prin eliminarea efectului de aer liber, Bouguer și a efectului de relief), față de valoarea normală a cîmpului gravitației în același punct pe elipsoidul geodezic de referință. Valoarea acestei anomalii este dată de relația (215), pe care o retranscriem mai jos.

$$\Delta g''_0 = g + R_F + R_B + R_r - \gamma_0. \quad (263)$$

Valoarea zero a acestei anomalii într-o regiune muntoasă sau oceanică arată lipsa realizării echilibrului izostatic. Existența echilibrului izostatic se manifestă în mărimea anomaliei cîmpului gravitației în reducerea *Bouguer* prin valori negative în zonele muntoase, pozitive în zonele oceanice și practic nule în zonele continentale.

2.2. Anomalia cîmpului gravitației în reducerea *Faye*. Valoarea acestei anomalii este dată de relația

$$\Delta g_0 = g + R_F - \gamma_0. \quad (264)$$

După cum se poate remarca, această anomalie reprezintă abaterea valorii măsurate a cîmpului gravitației redusă pe elipsoidul geodezic de referință (numai prin eliminarea efectului de aer liber), față de valoarea normală a cîmpului gravitației în același punct pe elipsoidul geodezic de referință.

Valoarea zero a acestei anomalii în orice regiune, indiferent de caracterul morfologic al acesteia, arată că echilibrul izostatic este aproape perfect realizat. Pentru ca echilibrul izostatic să fie perfect realizat, trebuie ca valoarea acestei anomalii să fie ușor diferită de zero, într-un sens sau în altul, după cum este densitatea coloanelor crustale adiacente.

2.3. Anomalia izostatică a cîmpului gravitației. Valoarea acestei anomalii este dată de relația

$$\Delta g_i = g + R_F + R_B + R_r - \gamma_0 + I = \Delta g_0'' + I, \quad (265)$$

în care *I* reprezintă reducerea izostatică, adică o reducere care caută să compenseze variațiile de relief ale crustei terestre fie prin variații în grosime a acesteia (ipoteza *Airy*), fie prin variații de densitate a ei (ipoteza *P Pratt*).

Valoarea zero a anomaliei izostatice într-o regiune oarecare arată că echilibrul izostatic este perfect realizat în acea regiune. Valorile pozitive ale anomaliei izostatice arată prezența unei subcompensări, iar cele negative ale unei supracompensări izostatice.

Calculul reducerii izostatice *I* este destul de anevoios de făcut. Pentru o mai bună înțelegere vom prezenta în linii mari modul de calcul a acestei reduceri după ipoteza *P Pratt*, care este ceva mai simplu de executat.

Crusta terestră este împărțită prin meridiane și paralele în compartimente de forma unor trapeze curbe pînă la antipodul stației (punctul de calcul și antipodul lui fiind puncte în care toate meridianele se întîlnesc). În fiecare compartiment este determinată densitatea medie a crustei (pentru întreg volumul cuprins între suprafața topografică și baza crustei, corespunzînd suprafeții de compensare izostatică), punînd condiția ca presiunea pe suprafața de compensare izostatică să fie aceeași. În prealabil, pentru fiecare compartiment este determinată o înălțime medie a reliefului topografic. Rezultă că densitățile medii ale compartimentelor vor fi mai mici pentru cele cu înălțimea medie mai mare, și invers.

Pentru fiecare compartiment este calculat apoi efectul de atracție pe care acesta îl exercită în punctul pentru care se face calculul, suma atracțiilor tuturor compartimentelor crustei reprezentînd reducerea izostatică *I*.

Valoarea lui I este pozitivă în zonele muntoase și negativă în cele oceanice, dacă echilibrul izostatic este realizat sau aproape realizat.

Adâncimea la care se găsește suprafața de compensare izostatică, în ipoteza $P r a t t$, a fost determinată prin încercări, ca fiind aceea care produce cea mai mică anomalie izostatică medie pe suprafața pământului. Valoarea obținută în acest mod a fost 113,7 km și aceasta este folosită în calculul reducerilor izostatice în ipoteza $P r a t t$.

3. CONCLUZII CARE APAR DIN STUDIILE IZOSTATICE

Studiile privind situația echilibrului izostatic al crustei pământului în raport cu substratul plastic care o suportă, efectuate pînă în prezent, permit să se tragă unele concluzii generale, și anume:

— În general, continentele se apropie de starea de echilibru izostatic perfect. Continentul american (de nord) prezintă o anomalie izostatică de cîteva miligali numai și este aproape perfect compensat, în afară de coasta Oceanului Pacific, de-a lungul căreia este prezentă o anomalie de -20 mgal, care ar putea fi exemplificată prin eroziunea puternică a zonei de coastă care a deranjat echilibrul izostatic existent inițial.

— Oceanele deschise sînt și ele practic în echilibru izostatic, cu excepția Oceanului Indian, care prezintă o anomalie de -20 mgal.

— Cele mai intense anomalii izostatice negative, atîngînd -200 mgal, se găsesc situate de-a lungul gropilor oceanice din vestul și estul Indiei și au fost interpretate ca fiind datorite unor pene de material crustal care pătrund adînc în substratul plastic.

— Cele mai intense anomalii izostatice pozitive se găsesc amplasate în insulele mari, de exemplu $+100$ mgal în insula Cipru, $+70$ mgal în insula Oahu etc.

După cum se poate remarca, crusta terestră nu se găsește în echilibru izostatic în orice punct al ei; echilibrul izostatic este atins din punct de vedere general, adică întreaga crustă față de substratul plastic.

4. EXEMPLE DE ANOMALII IZOSTATICE

În cele ce urmează vom da cîteva exemple de anomalii izostatice și de modul în care sînt interpretate acestea.

4.1. Anomalia izostatică în zona centrală a Carpaților vestici slovaci. Carpații vestici slovaci în zona centrală sînt caracterizați prin următoarele unități geologice principale:

— zona externă, constituită din depozite de fliș caracterizate prin gresii și argile, avînd o densitate medie de $2,35-2,40$ g/cm³;

- zona mediană, constituită din argile, cu o densitate de $2,35 \text{ g/cm}^3$;
- zona Carpaților centrali, formată din cristalin cu injecțiuni de granite paleozoice, avînd o densitate medie de $2,75 \text{ g/cm}^3$; masele cristaline suportă depozite sedimentare de vîrstă mezozoică; întreaga structură este împinsă către nord sub formă de pînze, constituite din calcare cu densitatea medie de $2,30\text{—}2,50 \text{ g/cm}^3$;
- zona depresiunii carpatice interne, cu sedimente avînd o densitate medie de $2,35 \text{ g/cm}^3$.

În figura 94 este reprodusă, după Vălek¹, anomalia cîmpului gravitației în reducerea Bouguer pentru zona centrală a Carpaților vestici slovaci. După cum se poate constata, această mărime gravimetrică prezintă un minim puternic, al cărui ax corespunde liniei creștelor înalte ale Munților Tatra Mare și Tatra Mică, adică în zona de roci cristalino-eruptive mai dense și nicidecum în zona externă, acolo unde densitatea rocilor este mult mai mică.

Aceasta arată că anomalia cîmpului gravitației în reducerea Bouguer își are originea în cauze profunde, nu în repartiția de masă de la suprafață sau din imediata vecinătate a suprafeței.

În figura 95 este reprodusă anomalia izostatică în aceeași regiune. Aplicarea reducerilor izostatice nu modifică sensibil aspectul anomaliai gravimetrice, avînd ca urmare numai o nivelare regională a valorilor.

Prin aceasta este confirmată ipoteza sugerată de anomalia cîmpului gravitației în reducerea Bouguer că sub Munții Tatra sînt prezente mase de roci cu densitate mică.

4.2. Anomalia izostatică în Republica Populară Romînă. În figura 96 este prezentată imaginea anomaliai izostatice în R.P.R., calculată în ipoteza Airy, cu grosimea medie a crustei (sial) de 30 km, reprodusă după M. Socolescu și colaboratori².

După cum se poate remarca, imaginea anomaliai izostatice pune în evidență orientarea axelor anormale produse de masele subcrustale, sensibil paralele cu direcția generală a arcului carpatic. Această situație sugerează din capul locului ideea că acest lanț muntos, cel puțin pe teritoriul țării noastre, este intim legat de structura de adîncime a scoarței terestre.

În exteriorul arcului carpatic este prezentă o puternică linie de minim a anomaliai izostatice, cu o ramificație secundară în zona depresiunii pre-dobrogeane, ce indică o îngroșare a maselor sialice în dauna celor subsialice care se retrag în adîncime. În interiorul arcului carpatic este prezentă o puter-

¹ Vălek R. O t i s l a v, *Gravimetrická měření ve střední části slovenských Karpat a jejich interpretace*, Geofysikální Sborník, 1955, p. 49—92.

² Socolescu M., Bișir D., Popovici D. și Visarion M., *Corecții izostatice în R.P.R.*, Studii și cercetări de fizică, V, 1—2, 1954, p. 91—94.

Fig. 94. Anomalia cîmpului gravitații în reducerea Bouguer pentru zona centrală a Carpaților vestici slovaci.

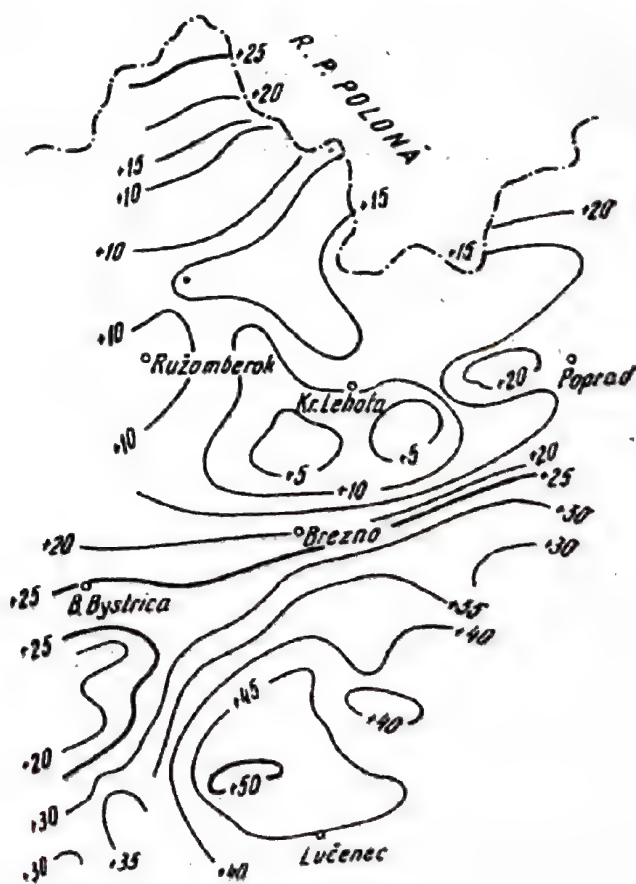
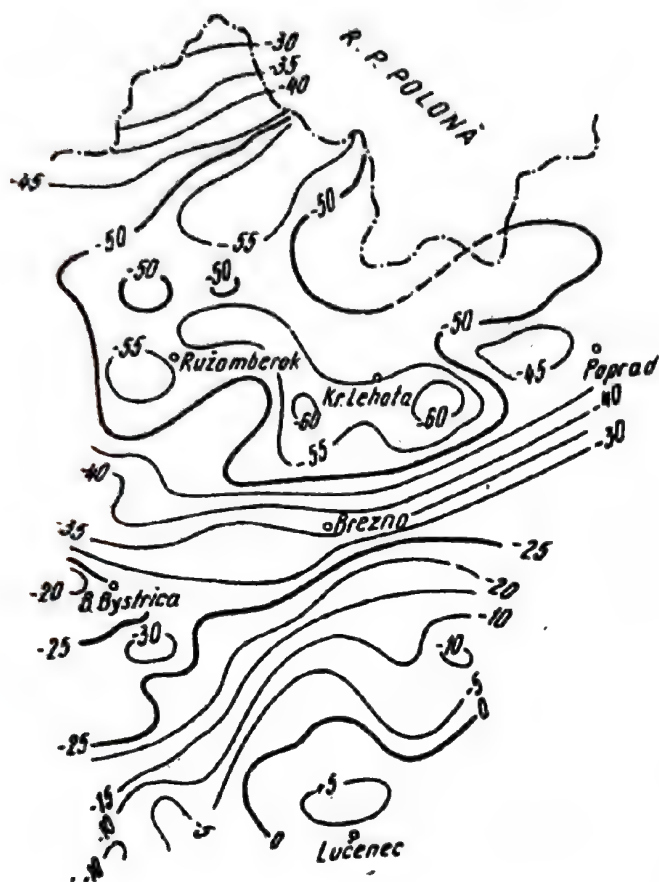


Fig. 95. Anomalia izostatică pentru zona centrală a Carpaților vestici slovaci.

nică linie de maxim a anomaliei izostatice, paralelă cu precedenta, care trebuie pusă pe seama subțierii maselor sialice și a avansării către suprafață a maselor subsialice.

În Transilvania de vest apare o a doua linie de minim a anomaliei izostatice, indicând o altă zonă de îngroșare a maselor sialice.

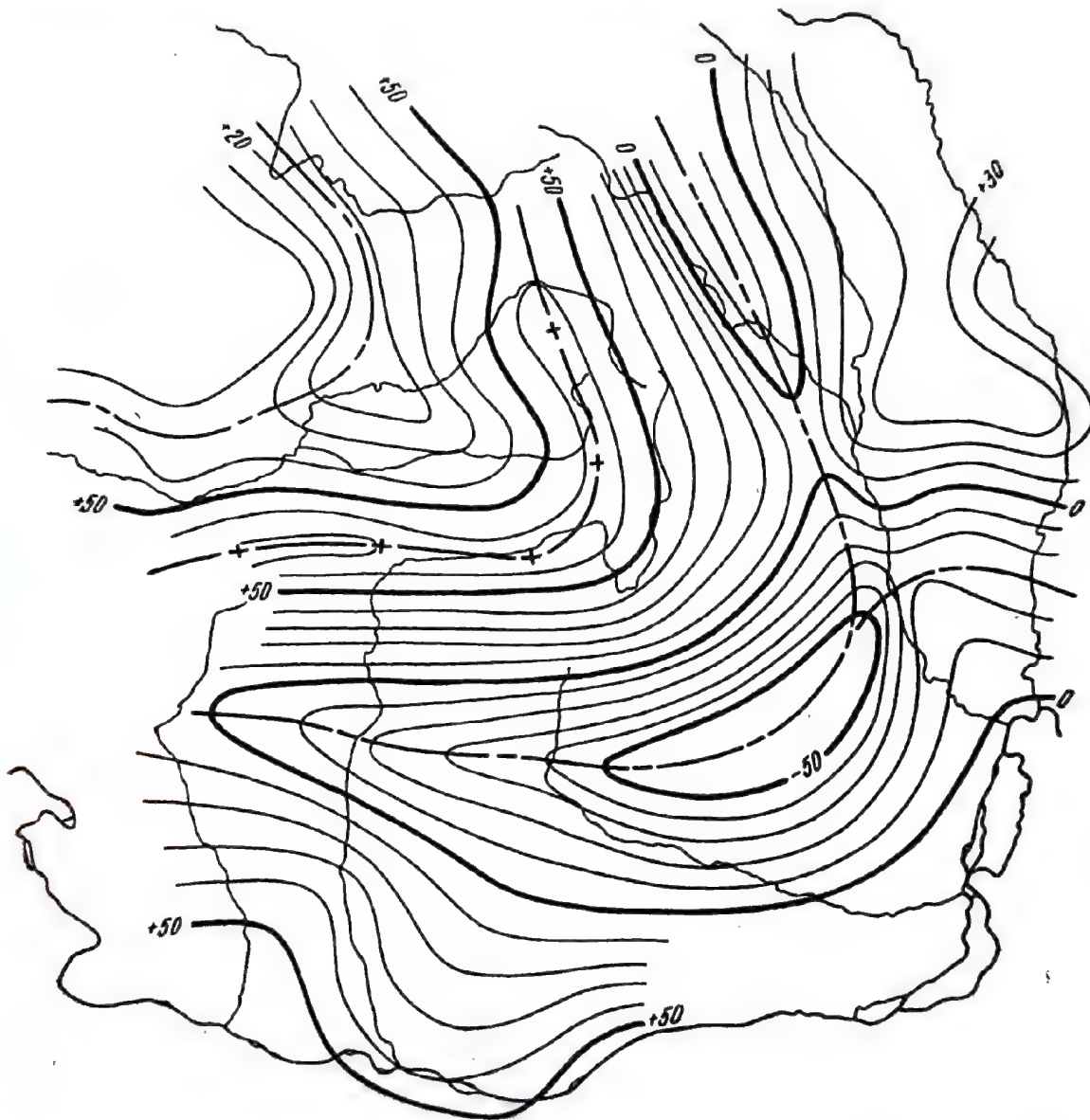


Fig. 96. Anomalia izostatică în Republica Populară Română.

Acste date au condus pe autori la ideea că lanțul carpatic pe teritoriul țării noastre este situat deasupra unei trepte sau a unei flexuri a maselor subsialice, structură de care pare intim legat.

Din exemplele de mai sus apare clar interesul pe care îl prezintă studiile izostatice pentru lămurirea structurii de adâncime a crustei terestre și a relațiilor acesteia cu structura geologică de suprafață.

CAPITOLUL XVII

METROLOGIA DERIVATELOR POTENȚIALULUI GEOMAGNETIC ÎN PROSPECȚIUNEA MAGNETOMETRICĂ

Măsurarea elementelor câmpului geomagnetic poate fi efectuată fie *absolut*, fie *relativ*, după obiectivul pe care îl urmărim. În funcție de aceasta metodică și tehnica de lucru, ca și aparatura care este folosită, va fi diferită.

1. MĂSURĂTORI GEOMAGNETICE ABSOLUTE

Scopul măsurărilor geomagnetice absolute este determinarea valorilor absolute ale elementelor câmpului geomagnetic T în diferite puncte pe suprafața pământului. În mod obișnuit se determină elementele D , H și I . Declinația D a câmpului geomagnetic se determină cu ajutorul unui teodolit magnetic și a unui declinometru; pentru determinarea componentei orizontale H se folosește un teodolit magnetic, declinometru, căsuța de oscilație cu magnetul oscilant și brațele de deviație, iar pentru determinarea înclinației I fie un inclinometru, fie un inductor terestru.

Aparatura indicată mai sus este cea mai larg folosită în măsurătorile absolute ale elementelor câmpului geomagnetic. În ultimii ani au apărut însă aparate pentru măsurarea pe cale relativă a valorii componentei verticale (BMZ) și a acelei orizontale (QHM), care prezintă avantaje mai mari față de cele de mai sus atît sub aspectul rapidității de efectuare a determinărilor cît și sub acela al preciziei ¹.

Măsurătorile absolute ale elementelor câmpului geomagnetic ocupă în general un volum mic din volumul total al măsurărilor geomagnetice. Cunoașterea acestor elemente prezintă mult un interes științific și geologic general, fiind în mică măsură legat de geologia economică. În linii mari, aceste măsurători servesc pe patru direcții deosebite, și anume:

a) stabilirea distribuției câmpului geomagnetic normal (T_0) pe baza valorilor câmpului geomagnetic măsurat (T) în regiuni lipsite de anomalii magnetice importante sau, în cazul ideal, lipsite de astfel de anomalii;

¹ Pentru o informare mai completă se poate consulta lucrarea: L. Constantinescu, *Curs de geomagnetism și prospecțiuni magnetice* vol. I. București, 1961.

b) stabilirea distribuției valorilor câmpului geomagnetic pe suprafața pământului pentru determinarea originii lui și cunoașterea mai completă a structurii și compoziției pământului;

c) determinarea variațiilor în timp a câmpului geomagnetic, îndeosebi a celor cu perioadă mare (variații seculare);

d) în mod particular, cunoașterea distribuției declinației câmpului geomagnetic la suprafața pământului este de interes deosebit în unele probleme de topografie, geodezie, artilerie și navigație aeriană sau marină, adică în toate sectoarele de activitate în care se folosește ca instrument de orientare busola.

2. MĂSURĂTORI GEOMAGNETICE RELATIVE

Măsurătorile relative ocupă locul cel mai mare din totalul măsurătorilor geomagnetice și se efectuează aproape în exclusivitate în scopuri de prospecțiune. Ele constau din determinarea variațiilor elementelor câmpului geomagnetic (componenta verticală ΔZ și componenta orizontală ΔH) sau chiar a variațiilor câmpului geomagnetic (ΔT), a căror cauză este prezența de roci sau minerale cu proprietăți magnetice diferite de a rocilor înconjurătoare, și care sînt cantonate în pătura superioară a litosferei. Cunoașterea anomaliilor acestor mărimi prezintă un interes deosebit în problemele geologice fie pentru descifrarea structurii geologice ascunse, fie pentru descoperirea de zăcămintele de minerale utile.

2.1. Componenta verticală ΔZ . Pentru determinarea valorilor relative ale componentei verticale a câmpului geomagnetic se folosește magnetometrul vertical.

Magnetometrul vertical de tipul cel mai larg folosit (balanță magnetică A. Schmidt) conține un sistem magnetic constînd din doi magneți paraleli, în formă de lamă, identici ca mărime, fixați lateral de un bloc central de formă paralelipipedică și care suportă la partea superioară o oglindă circulară așezată orizontal. Sistemul are un cuțit de cuarț de forma unei prisme triunghiulare, cu una din muchii ascuțită, care permite oscilația sistemului magnetic în jurul unei axe orizontale (corespunzătoare acestei muchii a cuțitului). Oscilația are loc pe două lagăre de cuarț, fixate la pereții interiori ai casei aparatului. Două tije, cu ghivent și piuliță, situate orizontal între cele două lame magnetice, de diametru diferit și fixate la blocul central, servesc ca auto-compensator al variațiilor de

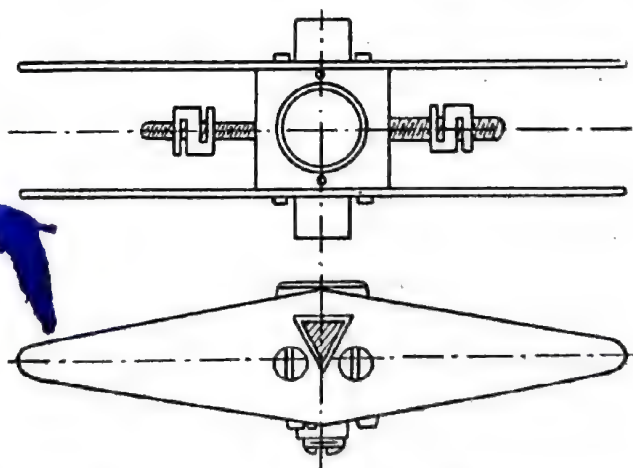


Fig. 97. Sistemul magnetic pentru magnetometru vertical.

temperatură. O piuliță la partea inferioară a blocului permite, prin modificarea poziției centrului de greutate al sistemului magnetic, să se poată modifica sensibilitatea acestuia (v. fig. 97).

Axa magnetică a sistemului magnetic este orizontală.

Sistemul magnetic, împreună cu cele două lagăre de cuarț, este montat într-o casetă de formă paralelipipedică sau cilindrică cu pereții izolați din punct de vedere termic (cu plută), care mai conține dispozitivele de manipulare și blocare a sistemului magnetic atunci când nu se efectuează măsurători, dispozitivul optic pentru determinarea deviațiilor sistemului magnetic în raport cu o scară fixă, precum și termometrul indicator al temperaturii din interiorul casetei și nivelurile necesare orizontalizării aparatului.

Magnetometrul vertical mai are, în afară de caseta aparatului descrisă mai sus, un tripied cu un limb orizontal, prevăzut cu locașuri, și un dispozitiv de fixare a casetei, precum și trei șuruburi de calare, cu ajutorul cărora se realizează orizontalizarea aparatului. De asemenea, o busolă care servește la orientarea sistemului magnetic.

În figura 98 este reprezentat magnetometrul vertical în secțiune, cu caseta aparatului montată pe tripied pentru efectuarea unei măsurători.

Pentru efectuarea unei măsurători cu acest aparat se procedează în modul următor: Se așază în punctul de măsurare trepiedul, înfigându-i-se în pământ picioarele pentru a asigura o stabilitate cât mai mare aparatului. Apoi se ajustează lungimea picioarelor trepiedului pînă cînd limbul orizontal de la partea lui superioară devine orizontal (orizontalitatea limbului este indicată de poziția la centru a unei nivele sferice fixată pe acesta).

Se așază pe limbul orizontal busola în poziția fixă a ei, se rotește limbul pînă cînd vârful *N* al acului magnetic indică diviziunea 90° (sau 270°) după busolă și se fixează în această poziție limbul trepiedului. Această operație este necesară, deoarece, la o determinare a valorii relative a componentei verticale ΔZ , axul sistemului magnetic trebuie să fie perpendicular pe direcția meridianului geomagnetic. În acest caz, componenta orizontală a cîmpului geomagnetic este nulă și asupra sistemului magnetic acționează numai componenta verticală a cîmpului geomagnetic și cîmpul gravitației. Sub acțiunea acestor ultime două forțe, sistemul magnetic se va așeza în

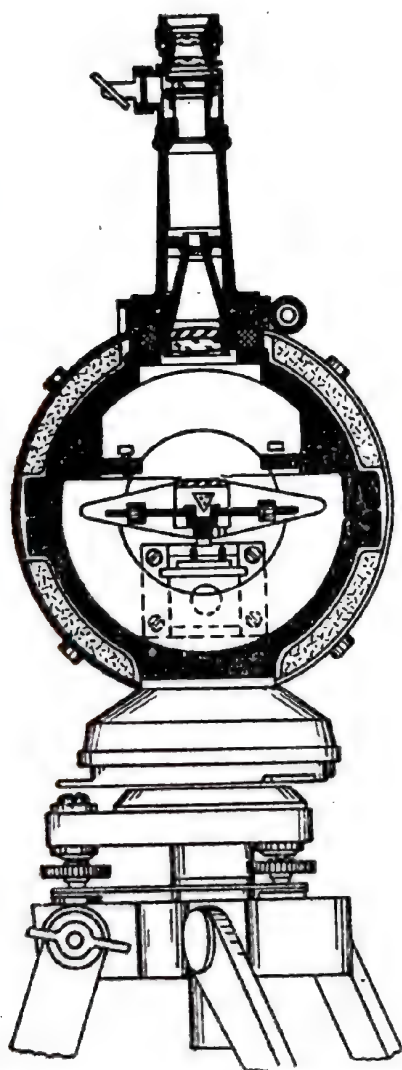


Fig. 98. Secțiune prin magnetometrul vertical.

poziția de echilibru. În funcție de valoarea componentei verticale, poziția de echilibru a sistemului magnetic va fi diferită de la un punct la altul pe suprafața pământului.

Pentru determinarea poziției de echilibru într-un punct oarecare se folosește un dispozitiv optic fixat la caseta aparatului, compus dintr-o lunetă de citire, o scară gradată și un reper reflectat de oglinda situată pe blo-ul de solidarizare al sistemului magnetic. În modul acesta, rezultatul unei măsurători este un număr de diviziuni de scară, furnizat de citirea poziției reperului pe scara gradată la poziția de echilibru a sistemului magnetic.

Pentru asigurarea unei precizii cât mai ridicate se fac în total minimum șase astfel de măsurători, trei în poziția directă și trei după o prealabilă rotire a casetei aparatului la un unghi de 180° (sistemul magnetic va fi deci orientat atât pe direcția E—V cât și pe direcția V—E).

Dacă citirile pe fiecare direcție diferă între ele cu mai puțin de 0,2 diviziuni de scară și între cele două direcții nu există diferențe la citiri mai mari de câteva diviziuni de scară (5—6 div.), atunci se consideră că acestea sînt suficient de grupate pentru a determina o medie satisfăcătoare, care va reprezenta citirea la poziția de echilibru în stația respectivă.

Relația între componenta verticală Z , a cîmpului geomagnetic și citirea medie S într-un punct oarecare, este o relație liniară de tipul

$$Z_r = K \cdot S, \quad (266)$$

în care K este constanta de transformare a diviziunilor de scară în unități de cîmp magnetic sau „valoarea de scară” și se exprimă în $\gamma/\text{div. de scară}$. Valoarea de scară se stabilește periodic la fiecare magnetometru vertical pe baza deviațiilor sistemului magnetic, produse de variațiile cunoscute ale unui cîmp magnetic creat de o bobină H e l m h o l z sau de magneți auxiliari cu moment magnetic cunoscut.

Pentru diferite scopuri de prospecțiune magnetometrică au fost construite magnetometre verticale cu valoare de scară de $10 \gamma/\text{div. de scară}$ sau de $30 \gamma/\text{div. de scară}$. Precizia obținută în mod practic cu magnetometrul vertical în determinarea valorii ΔZ este de circa $\pm 10\gamma$, însă cu precauții speciale în tehnica de lucru, ea poate fi simțitor îmbunătățită.

Prospecțiunea *magnetometrică* se efectuează într-un mod asemănător cu cea *gravimetrică*, urmărindu-se în mod analog determinarea valorilor relative ale componentei verticale a cîmpului geomagnetic într-un sistem unitar de puncte, care să acopere cât mai uniform posibil suprafața care trebuie cercetată. Pentru aceasta, punctele de măsurare sînt situate fie pe profiluri, fie destul de frecvent în rețea geometrică de pătrate sau dreptunghiuri. Analogia cu prospecțiunea gravimetrică merge mai departe și la caracterul lucrărilor, deosebindu-se în general:

— prospecțiuni magnetometrice regionale, cu o densitate de acoperire de $0,5\text{—}1,0$ stații/ km^2 , care se efectuează în scopul descifrării elementelor geologice structurale ascunse;

— prospecțiuni magnetometrice de detalii, cu o densitate de acoperire mai mare ca 1 stație/ $0,0025 \text{ km}^2$ sau 400 stații/ 1 km^2 , care se efectuează în probleme economico-miniere, îndeosebi pentru descoperirea zăcămintelor de fier.

Măsurătorile magnetice, ca și cele gravimetrice, se execută pe grupe sau cicluri de stații. Singura deosebire în legătură cu aceasta este că, în prospecțiunea magnetometrică, stația de plecare a tuturor ciclurilor este o stație de bază unică pentru lucrarea respectivă (în cazurile în care regiunea de prospectat este mare, se folosesc mai multe baze secundare sau baze de control în afară de stația unică de bază, acestea însă rămân cu un caracter ajutător), care reprezintă și baza de calcul a tuturor valorilor relative a componentei verticale a câmpului geomagnetic. În modul acesta, valoarea relativă a componentei verticale ΔZ raportată la baza unică de calcul va fi dată de relația:

$$\Delta Z = K \cdot (S - S_0), \quad (267)$$

în care S și S_0 reprezintă citirea medie într-o stație oarecare, respectiv în stația unică de bază a lucrării.

Valorile brute ale componentei verticale a câmpului geomagnetic, determinată în diferite puncte de măsurare cu ajutorul relației (267), trebuie eliberate de o serie de influențe (pe care le conțin) ce alterează efectele elementelor geologice din subsol și care singure constituie obiectivul prospecțiunii magnetometrice. Dintre acestea, cele mai importante sînt:

— Efectul variației temperaturii interioare a aparatului în timpul măsurătorilor. În general, așa cum s-a specificat mai sus, sistemul magnetic este autocompensat la variațiile de temperatură, adică variațiile momentului magnetic al sistemului cu temperatură sînt egale sau aproape egale cu variațiile de moment mecanic, produse prin dilatarea neuniformă a celor două tije cu diametru diferit și confecționate din materiale diferite, și respectiv prin deplasarea diferită a piulițelor fixate la capetele acestora. Dacă autocompensarea nu funcționează în bune condiții sau dacă sistemul magnetic nu este autocompensat (caz general la magnetometrele de modele mai vechi), atunci trebuie aplicată o corecție de temperatură. Această corecție de temperatură se determină experimental (efectuînd măsurători în același punct cu magnetometrul la diferite temperaturi, de preferință într-o cameră de laborator cu temperatură reglabilă) și se aplică dacă variațiile valorilor măsurate cu temperatura depășesc $1 \gamma/1^\circ\text{C}$.

— Efectul variației diurne a câmpului geomagnetic. Pentru eliminarea acestui efect se aplică o corecție de variație diurnă pe baza variației componentei verticale a câmpului geomagnetic din ziua respectivă stabilită fie de pe o magnetogramă de la un Observator geomagnetic sau de la un magnetometru înregistrator de teren, fie prin determinarea directă a acesteia în stația de bază, cu un magnetometru vertical prin citiri repetate la intervale mici de timp (10—20 min).

2.2. Componenta orizontală ΔH . Pentru determinarea valorilor relative ale componentei orizontale a câmpului geomagnetic se folosește magnetometrul orizontal. Magnetometrul orizontal nu diferă în principiu de cel vertical, cu singura deosebire că are sistemul magnetic construit în mod diferit. La acesta, poziția celor două lame magnetice este verticală, creînd astfel o axă magnetică verticală pentru sistemul magnetic (v. fig. 99).

Magnetometrul orizontal se așază întotdeauna în timpul măsurătorilor cu axa sistemului magnetic pe direcția meridianului geomagnetic (orientarea limbului orizontal al trepidului cu busola se face fixînd vîrfurile N al acului magnetic al acesteia pe diviziunea 0° sau 180°). În modul acesta, sistemul magnetic va fi supus acțiunii a trei forțe, și anume: componenta orizontală a cîmpului geomagnetic, componenta verticală a acestuia și cîmpul gravitației. De aceea, calculul valorii relative a componentei orizontale este ceva mai complicat decît al celei verticale și presupune cunoașterea în punctele respective a valorii componentei verticale a cîmpului geomagnetic.

Pentru aceste motive au fost construite în ultima vreme magnetometre universale, care permit (prin schimbarea poziției axului magnetic al sistemului) determinarea succesivă în aceleași puncte atît a componentei verticale cît și a celei orizontale a cîmpului geomagnetic, cu o precizie inferioară magnetometrelor simple, însă satisfăcătoare scopurilor de prospecțiune magnetometrică.

Precizia determinării valorii componentei orizontale a cîmpului geomagnetic cu magnetometrul orizontal este de circa $\pm 20 \gamma$.

Prospecțiunea magnetometrică cu magnetometrul orizontal se efectuează în mod identic cu aceea cu magnetometrul vertical descrisă mai sus. Trebuie remarcat însă că prețul de cost mai ridicat al prospecțiunii cu componenta orizontală nu poate fi justificat întotdeauna prin aportul acesteia la ridicarea eficienței interpretării geologice a rezultatelor unei prospecțiuni magnetometrice. Este adevărat că componenta orizontală, prin distribuția ei în plan, reflectă mai fidel poziția spațială și limitele laterale ale maselor magnetice din subsol, dar acest lucru nu mai este valabil în zonele cu structură geologică complicată, care produc cumulări de efecte la suprafață, din care cauză hărțile componentei orizontale devin foarte greu de interpretat sau chiar neinterpretabile geologic. De aceea, avînd în vedere și aceste considerente de ordin tehnic, precum și menținerea unui preț de cost cît mai scăzut în lucrările de prospecțiune magnetometrică, se preferă cartări în suprafață de componentă verticală asociate cu profiluri judicioase alese, transversale anomaliilor ΔZ mai importante, de componentă orizontală.

2.3. Componenta verticală ΔZ sau intensitatea totală ΔT a cîmpului geomagnetic determinată prin măsurători aeromagnetometrice. Pentru determinarea valorilor relative ale acestor două mărimi magnetice se folosesc aeromagnetometre.

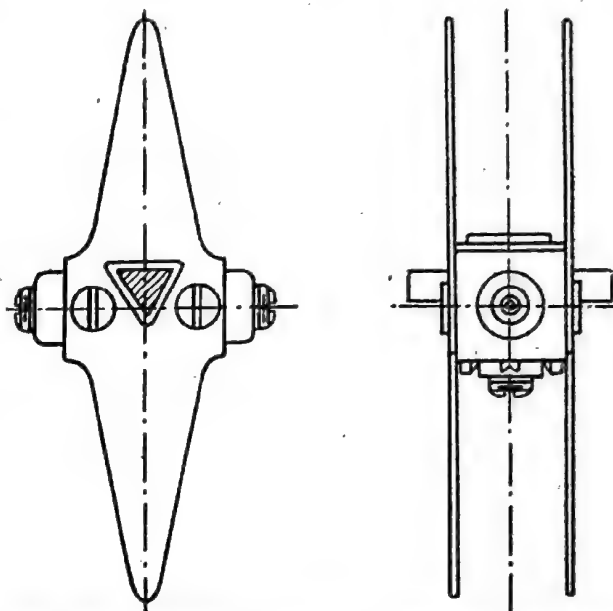


Fig. 99. Sistemul magnetic pentru magnetometrul orizontal.

Aeromagnetometria este de dată relativ recentă și constituie o metodă de prospecțiuni geomagnetice prin determinarea variației acestor mărimi magnetice în diferite planuri situate la diferite înălțimi față de sol, folosind un magnetometru special antrenat de un avion în zbor. Această metodă de prospecțiune are marele avantaj că este rapidă, furnizează profiluri de variație continuă a mărimii respective de-a lungul traseului de zbor și permite obținerea de informații de la diferite niveluri față de sol; prezintă însă și unele dezavantaje mari, fiind o metodă costisitoare și care scapă înregistrarea anomaliilor magnetice mai puțin intense, mai ales dacă plafonul de zbor este mai mare (ceea ce se întâmplă în mod frecvent în regiunile cu relief variat). Totodată trebuie specificat că această metodă de prospecțiune magnetometrică trebuie aplicată la cercetarea unor zone sau regiuni mai mari, fiind imposibil de aplicat în prospecțiunile cu caracter local.

— Componenta verticală ΔZ a câmpului geomagnetic se determină cu ajutorul *aeromagnetometrului* ΔZ . Acest aparat are o poziție fixă pe avion, de obicei pe una din aripi și în principiu se bazează pe o metodă de compensare, și anume: componenta verticală a câmpului geomagnetic este compensată cu ajutorul unui câmp magnetic vertical de sens invers, creat de curentul electric care circulă printr-o bobină orizontală. Compensarea totală se constată la un galvanometru, curentul electric indus într-o a doua bobină care se rotește în interiorul bobinei orizontale (și care funcționează ca un generator de curent continuu), devenind în acel moment nul.

Aeromagnetometrul ΔZ are o aplicabilitate mai restrânsă, deoarece modificările în timpul zborului, de orizontalitate a avionului și deci de verticalitate a aparatului care este fixat de acesta, introduc erori sensibile în determinarea variației componentei verticale a câmpului geomagnetic.

— Variația intensității totale ΔT a câmpului geomagnetic se determină cu ajutorul *aeromagnetometrului* ΔT , care mai poartă numele și de *reactor saturabil*. Principiul de funcționare a acestui aparat este redat în cele de mai jos.

Dacă printr-o bobină al cărei miez este dintr-un material feromagnetic, cu permeabilitate magnetică foarte mare (care deci se poate magnetiza ușor prin inducție în câmpul geomagnetic), circulă un curent alternativ care produce un câmp magne-

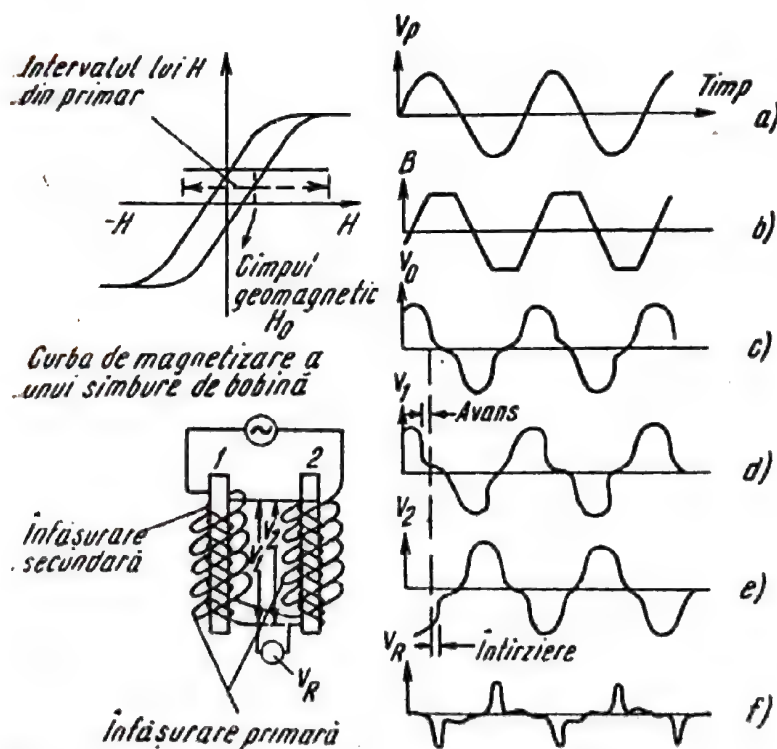


Fig. 100. Principiul aeromagnetometrului ΔT .

tic ciclic, atunci cîmpul magnetic rezultat va satura miezul bobinei. Curba de magnetizare în aceste condiții este prezentată în figura 100 (stînga sus).

Aeromagnetometrul ΔT conține două astfel de bobine, orientate cu axele paralele cu direcția cîmpului geomagnetic, și care au înfășurările primare în sens opus, inducînd astfel un cîmp magnetic ciclic egal și de sens opus (v. fig. 100 stînga jos).

Saturația magnetică a celor două miezuri se va produce în momentul în care curentul alternativ din înfășurările primare ale celor două bobine atinge valorile maxime sau minime, respectiv curentul indus în înfășurările secundare ale acestora este nul, cunoscut fiind că curentul indus în secundar este proporțional cu variația fluxului magnetic, care în aceste momente este nulă. Cîmpul geomagnetic va face ca punctele de anulare ale curenților induși în înfășurările secundare ale celor două bobine să nu corespundă aceluiași moment, deoarece cîmpurile magnetice ciclice sînt egale și de sens opus, deci la unul cîmpul geomagnetic se scade, iar la celălalt se adună.

Acest fenomen condiționează apariția unor impulsuri în curentul rezultat în complexul celor două bobine legate în opoziție, impulsuri care sînt proporționale în mărime cu intensitatea totală a cîmpului geomagnetic.

Fenomenul descris mai sus apare clar din suita de imagini din figura 100 (dreapta), reproduse după Dobrin (1952).

- a) curentul de excitație, trimis în înfășurarea primară a bobinelor;
- b) densitatea fluxului magnetic în miezul bobinelor peste saturația acestora, în absența cîmpului geomagnetic ($H_0 = 0$);
- c) curentul indus în înfășurarea secundară de către variația fluxului, în absența cîmpului geomagnetic ($H_0 = 0$);
- d) curentul indus în înfășurarea secundară a bobinei 1, cu influența cîmpului geomagnetic;
- e) curentul indus în înfășurarea secundară a bobinei 2, cu influența cîmpului geomagnetic;
- f) curentul rezultat V_r , din V_1 și V_2 .

Aeromagnetometrul ΔT este, fie agățat de un cablu de 25 — 30 m lungime și tras în timpul zborului de către avion, fie suspendat la coada fuselajului avionului.

Orientarea aparatului după direcția cîmpului geomagnetic este făcută automat cu ajutorul unor servomotoare.

Înregistrarea datelor de măsurare se face fotografic, obținîndu-se o curbă continuă a impulsurilor de-a lungul profilului.

Transformarea impulsurilor în valori a intensității totale a cîmpului geomagnetic se face cu ajutorul unei constante, determinată experimental cu ajutorul unor intensități cunoscute de cîmp magnetic.

Și măsurătorile aeromagnetometrice trebuie reduse cu efectul variației diurne a cîmpului geomagnetic.

Metoda cea mai mult folosită este de a face la începutul zilei un profil, din ale cărui diferite puncte se încep și se termină celelalte profiluri măsurate. Astfel, reducerea de variație diurnă se poate aplica liniar între valorile punctelor comune cu profilul de bază al zilei.

În țara noastră se execută intense măsurători geomagnetice de prospecțiune cu aparatură de toate tipurile descrise mai sus. Pentru măsurători pe sol se folosesc magnetometre verticale tip Askania și Fanselan, de construcție germană și M-2, de construcție sovietică, precum și universale tip Askania; pentru măsurători aeromagnetometrice se folosesc aerostațiile ASGM-25 și AM-13, de construcție sovietică.

CAPITOLUL XVIII

DETERMINAREA ȘI PRELUCRAREA ANOMALIILOR MAGNETICE

Avînd în vedere paralelismul care există între cîmpul geomagnetic și cîmpul gravitației, paralelism care provine din faptul că ambele sînt cîmpuri potențiale, în general se pun aceleași probleme în legătură cu determinarea și prelucrarea anomaliilor magnetice, ca și în cazul celor gravimetrice. Acest paralelism nu merge însă pînă la identitate, și pentru aceasta sînt necesare unele precizări, care vor fi date în cele ce urmează.

1. DETERMINAREA ANOMALIILOR ELEMENTELOR CÎMPULUI GEOMAGNETIC

Valorile brute ale elementelor cîmpului geomagnetic, corectate cu influențele instrumentale, meteorologice și variația diurnă, mai conțin în principal efectul cîmpului geomagnetic normal care trebuie redus. Deși existența unei influențe a reliefului este cunoscută în momentul de față, totuși, în prezent, nu se aplică o reducere de relief în calculul anomaliilor magnetice. Din această cauză, determinarea anomaliilor magnetice comportă deocamdată numai aplicarea reducerii de cîmp normal la valorile brute ale elementelor respective ale cîmpului geomagnetic.

Se înțelege prin *anomalie* a unui element al cîmpului geomagnetic sau a intensității totale a acestuia abaterea pe care o prezintă valoarea măsurată a acestei mărimi magnetice într-un punct oarecare față de valoarea normală a mărimii respective în acel punct. Dacă notăm cu M mărimea magnetică respectivă (declinație, înclinație, componentă orizontală sau

verticală, intensitatea totală a câmpului geomagnetic etc.) și cu M_0 valoarea normală¹ a aceleiași mărimi, atunci anomalia magnetică este dată de relația:

$$\Delta M = M - M_0. \quad (268)$$

Pentru o bună interpretare a rezultatelor cercetărilor magnetice și îndeosebi în cazul prospecțiunilor magnetometrice, rezultatele obținute se reprezintă cartografic sub formă de hărți sau profiluri. Valorile obținute prin măsurători absolute, de obicei în puncte de măsurare situate la distanță mare și care servesc mai puțin scopurile economico-geologice, se reprezintă în general sub formă directă de valoare măsurată; valorile obținute prin măsurători relative, în majoritatea cazurilor din lucrări de prospecțiune magnetometrică, se reprezintă în general sub formă de anomalie. În ambele cazuri, dacă sînt suficiente puncte măsurate, se interpolează curbe de egală valoare a mărimii magnetice respective, care sînt deosebit de sugestive pentru interpretare.

Pentru unele mărimi magnetice, cum ar fi, de exemplu, componenta orizontală sau câmpul total, în afară de reprezentarea intensității lor (direct sau sub formă de anomalie) se mai folosește și reprezentarea vectorială în plan (pentru componenta orizontală) sau în secțiuni verticale (pentru câmpul total). În modul acesta apare și direcția și sensul mărimii respective, elemente care ajută sensibil pe interpretator la o bună localizare a maselor magnetice perturbante din subsol.

2. PRELUCRAREA ANOMALIILOR MAGNETICE

2.1. Separarea anomaliilor magnetice. Vom trece peste problema cumularii anomaliilor magnetice, produsă de existența în subsol a mai multor contraste de masă magnetică de mărimi diferite și situate la diverse adîncimi, îndreptîndu-ne atenția mai mult asupra metodelor de prelucrare a acestor anomalii.

Scopul urmărit este, așa cum s-a mai spus, același ca și în cazul anomaliilor gravimetrice, adică separarea și amplificarea efectului unor anumite mase magnetice interesante din punct de vedere științific sau economic în dauna altora de un interes mai redus, prin exprimarea anomaliilor produse de acestea în mărimi magnetice de sensibilitate mai mare sau cu putere de sugestie mai mare. Aceste metode de prelucrare sînt folosite pentru lămurirea unor probleme puse de interpretarea geologică a rezultatelor prospecțiunii magnetometrice și se utilizează atunci cînd necesitatea o cere și cînd condițiile de aplicabilitate a lor sînt satisfăcute.

În cele ce urmează vom trece în revistă metodele de prelucrare folosite pentru anomaliile magnetice, insistînd numai asupra acelor care sînt diferite sau au un caracter specific față de acelea folosite pentru anomaliile gravimetrice.

¹ Care se calculează așa cum s-a arătat în capitolul V.

2.1.1. Metode de separare directă pe baza valorilor câmpului magnetic. Aceste metode, în varianta grafică sau analitică, se aplică la fel ca și pentru anomaliile câmpului gravității și sînt folosite în general pentru separarea anomaliilor magnetice locale de cele regionale, îndeosebi în problemele de prospecțiune magnetometrică a zonelor sedimentare.

2.1.2. Separarea anomaliilor magnetice pe baza gradientilor verticali de ordin superior. Și aceste metode se aplică identic, ca și pentru anomaliile gravimetrice, cu specificarea ce este folosit cu precădere gradientul vertical de ordinul II, îndeosebi în cazurile cînd apare necesar ca să se scoată în evidență zonele de îmbogățire în minerale magnetice.

2.1.3. Continuări analitice ale câmpului magnetic. Obiectul continuărilor analitice este determinarea prin calcul a distribuției valorilor câmpului magnetic în plane paralele cu suprafața solului și situate la diferite înălțimi sau adîncimi față de aceasta.

2.1.4. Continuarea analitică în semispațiul inferior. Această metodă este folosită pentru transpunerea datelor aeromagnetometrice la suprafața solului sau pentru calculul datelor prospecțiunii magnetometrice în planuri inferioare succesive către sursele de potențial, pentru a pune în evidență detalii structurale sau de concentrație minerală în zăcămintele.

Aplicarea acestei metode poate fi făcută după relația (235), folosind tabelul 20 (v. capitolul XV), prin procedeul P e t e r s.

Un alt procedeu practic de continuare analitică în semispațiul inferior al câmpurilor potențiale, valabil atît pentru anomaliile magnetice cît și pentru cele gravimetrice, a fost pus la punct de C o n s t a n t i n e s c u și B o t e z a t u¹. Relațiile de bază pentru calculul valorilor continuate analitic sînt următoarele:

$$F(-m \cdot d) = a_m \cdot F(0) + b_m \cdot \sum_1^4 F_i(d) + c_m \cdot \sum_1^4 F_i(d\sqrt{2}) \quad (269, a)$$

$$F(-m \cdot d) = a'_m \cdot F(0) + b'_m \cdot \sum_1^6 F_i(d) + c'_m \cdot \sum_1^6 F_i(d\sqrt{3}) \quad (269, b)$$

care se aplică cu o rețea de pătrate — relația (269, a), respectiv cu o rețea de triunghiuri echilaterale — relația (269, b). În aceste relații, F reprezintă valoarea câmpului gravității sau geomagnetic, d latura rețelei (de pătrate sau triunghiuri echilaterale), m reprezintă coeficientul de multipli de latură a rețelei în adîncime la care se face continuarea analitică (după relația $h = m \cdot d$), F_i reprezintă suma valorilor discrete a câmpului respectiv în nodurile rețelei care cad pe cercul de rază $d\sqrt{j}$ respectiv, iar a_m , b_m , c_m , a'_m , b'_m , și c'_m reprezintă coeficienți numerici, reproduși în tabelul 22.

¹ Constantinescu L., Botezatu R., *Contribuții la interpretarea fizică a anomaliilor câmpurilor potențiale. I. Continuarea analitică în semispațiul inferior*. Probleme de geofizică, I, 1961.

Acest procedeu prezintă unele avantaje față de procedeul Peters din punctul de vedere al rapidității de calcul, asigurând totodată valorilor continue analitic o precizie satisfăcătoare.

Tabelul 22

m	Rețea de pătrate		
	a_m	b_m	c_m
1.0	— 8,395745	+ 6,904104	— 4,517417
1.5	+ 4,925253	+ 1,813734	— 2,738953
2.0	+ 48,025922	— 17,848485	+ 6,166283
2.5	+ 146,360253	— 64,878762	+ 28,632006
3.0	+ 342,401945	— 160,706552	+ 75,471680

m	Rețea de triunghiuri echilaterale		
	a'_m	b'_m	c'_m
1.0	— 2,725500	+ 1,680584	— 1,034542
1.5	+ 8,363175	— 0,562572	— 0,627252
2.0	+ 40,286015	— 7,910244	+ 1,412151
2.5	+ 110,421436	— 24,731504	+ 6,557066
3.0	+ 247,670107	— 58,317817	+ 17,283901

În continuare vom da un exemplu¹ de aplicare a continuării analitice în semispațiul inferior la anomalii magnetice de pe teritoriul R.P.R., din care să reiasă importanța și natura informațiilor pe care această metodă de prelucrare fizico-matematică le pot aduce în sprijinul interpretării geologice a acestora.

În figura 101 este reprodusă imaginea anomaliilor componente verticale ΔZ a câmpului geomagnetic, cartată în regiunea Careii-Mari — Valea-lui-Mihai. Anomalia se datorează reliefului fundamentalului cristalin, de forma unui horst, posibil injectat de-a lungul liniilor principale de fractură cu o magmă bazică și care este înecat sub roci sedimentare în care predomină cele pliocene, cu slabe diferențieri petrografice, cunoscute sub denumirea de *Panonian*.

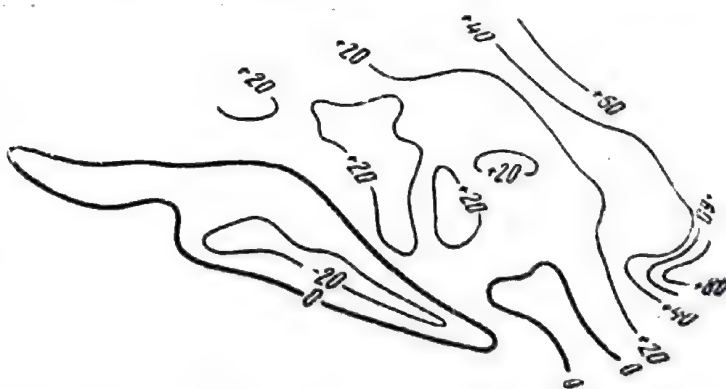


Fig. 101. Anomalia componente verticale ΔZ la suprafața solului în regiunea Careii-Mari.

¹ Constantinescu L., Botezatu R., *Contribuții la interpretarea fizică a anomaliilor câmpurilor potențiale. II. Condiții de aplicare a continuării analitice. Probleme de geofizică*, I, 1961.

În figura 102 este reprodusă imaginea aceleiași anomalii, continuată analitic în planul situat la adâncimea de 1 000 m prin metoda Constantinescu și Botezatu, folosind coeficientul $m = 1$ și o rețea de triunghiuri echilaterale.

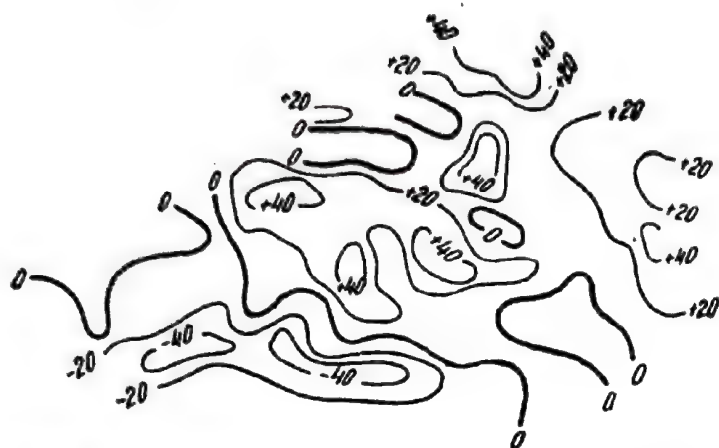


Fig. 102. Anomalia componentei verticale ΔZ la adâncimea de 1000 m în regiunea Careii-Mari.

Se constată în figura 102, pe de o parte, dispariția anomaliei magnetice regionale, care se manifestă cu o scădere continuă a valorilor ΔZ de la dreapta către stînga figurii și, pe de altă parte, conturarea unui maxim în zona centrală a anomaliei, scindat în patru apexuri maxime minore, ca efect al reflectării detaliilor structurale sau de conținut în minerale feromagnetice la acest plan, situat mai aproape de structura respectivă.

2.1.5. Continuarea analitică în semispațiul superior. Această metodă este folosită în prospecțiunea magnetometrică pentru verificarea datelor obținute prin cartare la sol cu cele aeromagneto-

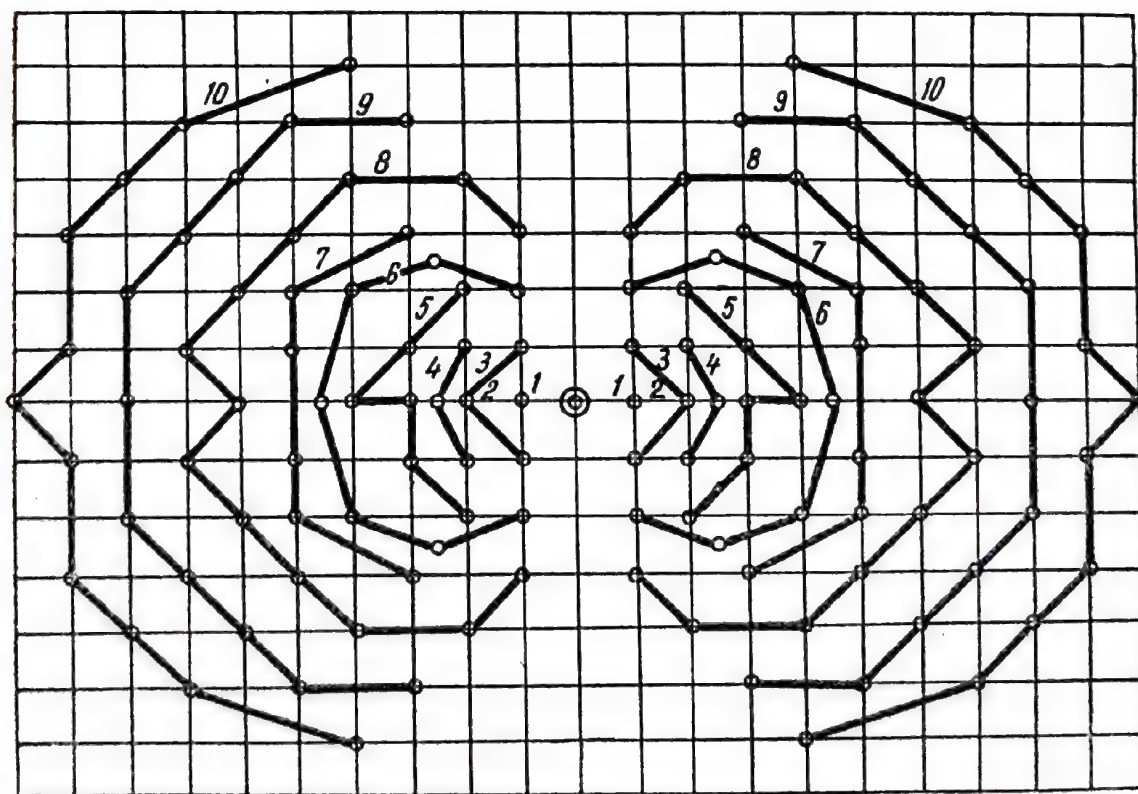


Fig. 103. Abacă pentru calculul componentelor ΔH_x și ΔH_y prin procedeul Peters.

metrice; de asemenea, pentru stabilirea caracterului anomaliilor regionale, atât în magnetometrie cât și în gravimetrie.

Cel mai des folosit ca procedeu pentru calculul valorilor continuate analitic în semispațiul superior este procedeul *Peters*¹ pe baza formulei

$$\Delta Z(+h) = \sum_0^9 C_n \cdot \overline{\Delta Z}_n, \quad (270)$$

scrisă pentru componenta verticală ΔZ a câmpului geomagnetic. Calculul valorilor medii $\overline{\Delta Z}_n$, pe cele n cercuri ($0 \leq n \leq 9$) se efectuează folosind aceeași rețea pătratică cu latura d , ca și în cazul continuării analitice în semispațiul superior prin procedeul aceluiași autor. Coeficienții C_n sînt cei reprodusi numeric în tabelul 23.

Tabelul 23

Cercul	Raza medie	Coeficientul C_n pentru $h = d$	Coeficientul C_n pentru $h = 2d$
0	0	0,1464	0,0528
1	d	0,2113	0,0918
2	d. $\sqrt{2}$	0,1494	0,1139
3	d. $\sqrt{5}$	0,1264	0,1153
4	d. $\sqrt{8,5}$	0,0862	0,1151
5	d. $\sqrt{17}$	0,0778	0,1207
6	d. $\sqrt{34}$	0,0528	0,0902
7	d. $\sqrt{58}$	0,0346	0,0637
8	d. $\sqrt{99}$	0,0206	0,0400
9	d. $\sqrt{125}$	0,0949	0,1965

2.1.6. Transformări de câmpuri. Din această categorie de prelucrări fizico-matematice vom prezenta numai una care este cea mai importantă și mai des folosită, și anume:

— *Calculul componentei orizontale ΔH din componenta verticală ΔZ .* Această metodă se folosește pentru determinarea indirectă a componentei orizontale din cea verticală, realizîndu-se în modul acesta importante economii în cheltuieli de prospecțiune magnetometrică, care ar fi ocazionate de măsurarea directă a componentei orizontale ΔH . Sistemul cel mai practic este de a se determina ΔH indirect prin calculul din anomalia ΔZ și a se compara cu valorile măsurate a lui ΔH pe cîteva profiluri caracteristice ale anomaliiei ΔZ . În modul acesta se scutește o parte importantă din cheltuielile de prospecțiune, avînd totodată posibilitatea de a controla dacă în anomalia ΔH calculată nu s-au introdus distorsiuni prin calcul, formulele fiind în general de aproximare.

¹ Op. citat.

Procedeul cel mai des folosit se datorește lui P e t e r s și constă din calculul celor două componente orizontale ΔH_x și ΔH_y , pe baza formulelor:

Tabelul 24

Conturul	Coefficientul C_n
1	1,5637
2	0,2663
3	0,4400
4	0,1893
5	0,1219
6	0,0951
7	0,0812
8	0,0473
9	0,0315
10	0,0224

$$\Delta H_x = \frac{1}{2\pi} \cdot \sum_1^{10} C_n \cdot \overline{\Delta Z}_n \quad (271)$$

$$\Delta H_y = \frac{1}{2\pi} \cdot \sum_1^{10} C_n \cdot \overline{\Delta Z}_n \quad (272)$$

Valorile $\overline{\Delta Z}_n$ se evaluează, pe baza unei rețele pătratică cu ajutorul unei abace speciale reprodusă în figura 103, pentru determinarea celor două componente ΔH_x și ΔH_y , abaca orientându-se pe direcțiile N—S și E—V respectiv, iar coeficienții C_n sînt cei reprodusi în tabelul 24.

Reprezentarea cartografică a componentei orizontale totale ΔH poate fi făcută fie vectorial (rezultanta celor două componente ΔH_x și ΔH_y determinate așa cum s-a arătat mai sus), fie prin curbe de egală valoare a intensității acestei mărimi determinate pe baza relației

$$\Delta H = \sqrt{\Delta H_x^2 + \Delta H_y^2} \quad (273)$$

2.1.7. *Intensitatea cîmpului anomal total.* Cunoașterea componentei verticale ΔZ prin determinare directă și a componentei orizontale ΔH (determinată fie direct, fie indirect prin calcul din ΔZ) ne permite determinarea intensității cîmpului anomal total pe baza relației

$$\Delta T = \sqrt{\Delta H^2 + \Delta Z^2} \quad (274)$$

Această mărime magnetică anomală prezintă un deosebit interes, deoarece ea este proporțională cu intensitatea vectorului energie, respectiv cu potențialul magnetic anomal, a cărui distribuție deasupra unui element geologic conduce la o mai bună conturare a acestuia.

Cele prezentate în capitolul XV și în acest capitol dau o imagine destul de completă asupra metodelor de prelucrare fizico-matematică a anomaliilor cîmpurilor potențiale, în speță a cîmpului gravității și a cîmpului geomagnetic. În prezentarea lor am urmărit să scoatem în evidență natura și importanța indicațiilor pe care aplicarea acestor metode le poate aduce în lămurirea unor probleme de interpretare geologică și de proiectare a explorărilor.

S-a considerat necesar ca să se prezinte formulele de calcul, fără deducerea matematică a acestora, care depășește cadrul acestui curs, pentru ca viitorii ingineri geologi să aibă o idee generală despre modul în care diverse mărimi potențiale se evaluează pe baza celor cartate în procesul de prospecțiune geofizică. Au fost date și unele indicații asupra aplicării acestor formule ca și asupra dificultăților legate de aceasta, considerînd că, chiar dacă nu vor fi chemați să le aplice, este totuși bine să fie familiarizați cu aceste probleme.

2.2. Determinarea surselor de anomalii magnetice. Stabilirea soluțiilor geometrice ca reprezentând surse de anomalii magnetice echivalente obiectelor geologice din natură care produc anomaliile cartate se face în-deosebi prin rezolvarea problemei directe a potențialului. Din acest motiv, în cele ce urmează nu ne vom referi decît la rezolvarea acestei probleme. Astfel, vom prezenta cîteva modele geometrice de distribuție de masă magnetică, împreună cu formulele de calcul și curbele care ilustrează variația celor două componente ΔZ și ΔH . Au fost alese corpurile mai des folosite, pentru a da o idee generală asupra modului cum decurge această operație și cum se aplică la determinarea elementelor geologice ascunse, producătoare de anomalii.

2.2.1. Pol magnetic unic. Cazul acesta, după cum se știe, este imposibil de întîlnit în natură, polii magnetici fiind întotdeauna pereche. Există totuși cazuri de elemente geologice asimilabile cu un pol unic, cum ar fi, de exemplu, un filon cu înclinare mare, a cărui parte superioară este foarte aproape de suprafață și care se prelungește mult în adîncime. În acest caz, efectul celui de-al doilea pol magnetic (din adîncime) este foarte mic și, dacă atinge valori inferioare erorii de cartare a anomaliiei magnetice, se poate considera în mod satisfăcător că anomalia cartată este datorită numai polului de la suprafață.

Pentru calculul celor două componente Z și H a cîmpului magnetic produs de un pol unic se utilizează următorul raționament:

Dacă M este intensitatea magnetică a polului situat la adîncimea Z față de suprafață (v. fig. 104) și considerînd $C = 1$, legea lui COULOMB, așa cum a fost prezentată în relația (36), ne dă valoarea cîmpului magnetic \mathcal{H} în punctul A , în care s-ar găsi un pol magnetic unitar

$$\mathcal{H} = \frac{M}{r^2}, \quad (275)$$

și atunci componentele Z și H ale acestui cîmp vor fi:

$$Z = \mathcal{H} \sin \alpha; \quad H = \mathcal{H} \cos \alpha \quad (276)$$

Cum însă

$$\sin \alpha = \frac{z}{r}; \quad \cos \alpha = \frac{x}{r}; \quad r = \sqrt{x^2 + z^2}, \quad (277)$$

se poate scrie

$$Z = \frac{M \cdot z}{(x^2 + z^2)^{3/2}}, \quad (278)$$

$$H = \frac{M \cdot x}{(x^2 + z^2)^{3/2}}, \quad (279)$$

relații care ne dau valoarea celor componente într-un punct oarecare la supra-

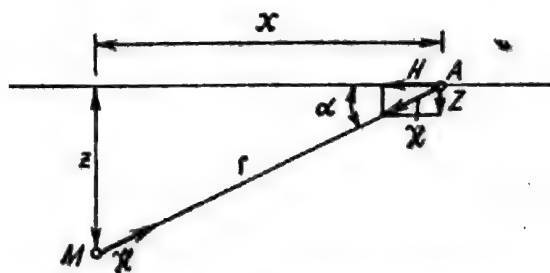


Fig. 104. Schiță reprezentînd sistemul de notații în cazul polului magnetic unic.

față, în funcție de intensitatea polului magnetic și de coordonatele acestuia față de punctul de calcul.

Curba zecimală sau curba normalizată care arată variația acestor elemente, independent de intensitatea M a polului magnetic, se obține prin împărțirea funcțiunii Z sau H respective, cu valoarea maximă a acestei funcțiuni.

În figura 105 sînt ilustrate curbele zecimale ale componentelor Z și H ale cîmpului magnetic datorit unui pol magnetic unic.

2.2.2. Dipoli magnetici. Efectul magnetic al unui dipol pentru ambele componente se poate obține prin însumarea efectelor separate produse de doi poli unici. Dacă luăm în considerație doi poli, de intensitate $+M$ și $-M$, situați respectiv, distanțele x și x' de punctul de calcul și la adîncimile z și z' de suprafață vom avea:

$$Z = \frac{M \cdot z}{(x^2 + z^2)^{3/2}} - \frac{M \cdot z'}{(x'^2 + z'^2)^{3/2}} \quad (280)$$

$$H = \frac{M \cdot x}{(x^2 + z^2)^{3/2}} - \frac{M \cdot x'}{(x'^2 + z'^2)^{3/2}} \quad (281)$$

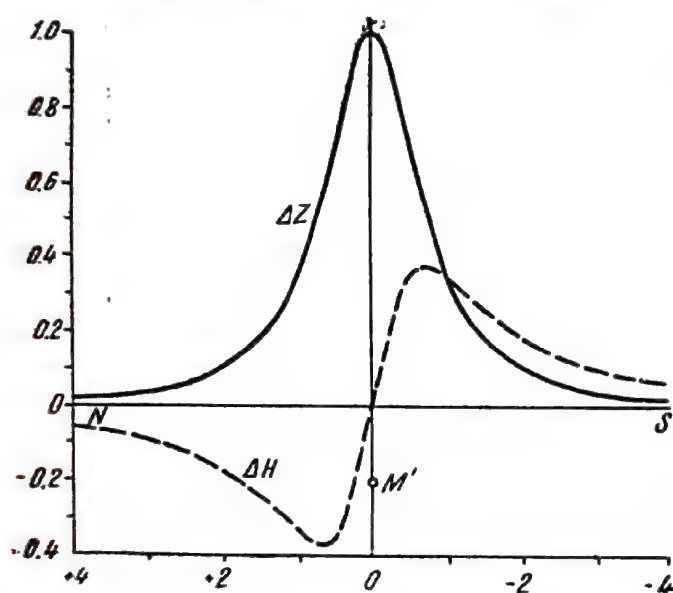


Fig. 105. Curbele zecimale ale variației componentelor Z și H datorite unui pol unic.

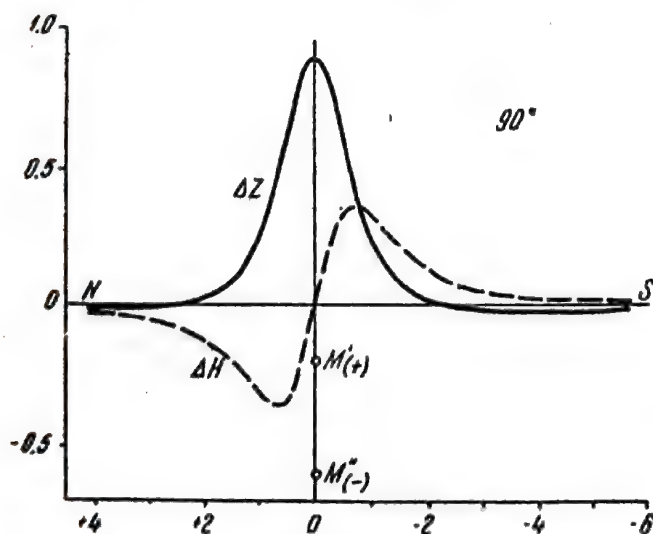


Fig. 106. Curbele zecimale pentru Z și H în cazul unui dipol vertical.

În figurile 106, 107 și 108 sînt reproduse curbele zecimale ale componentelor Z și H pentru cazurile unui dipol vertical, înclinat și orizontal.

Se constată cu ușurință morfologia diferită a curbelor celor două componente Z și H și dependența lor de înclinarea dipolului. Cazul polului unic sau al dipolilor este frecvent folosit în practică la interpretarea anomaliilor magnetice produse de strate, filoane sau lentile de minereuri metalifere. Asimilarea unor astfel de obiecte geologice cu un pol unic sau cu un dipol nu poate fi folosită însă decît ca o primă aproximare, deoarece aproximarea este prea simplistă.

2.2.3. Sfera. Pentru o distribuție de masă magnetică de tipul unei sfere, cu care se poate asimila o concentrație sferoidală de minereu (îndeosebi în cazul zăcămintelor de concentrație

magmatică) sau un masiv diapir de sare, dacă o considerăm magnetizată uniform prin inducție în câmpul geomagnetic (cu o direcție verticală) și avînd

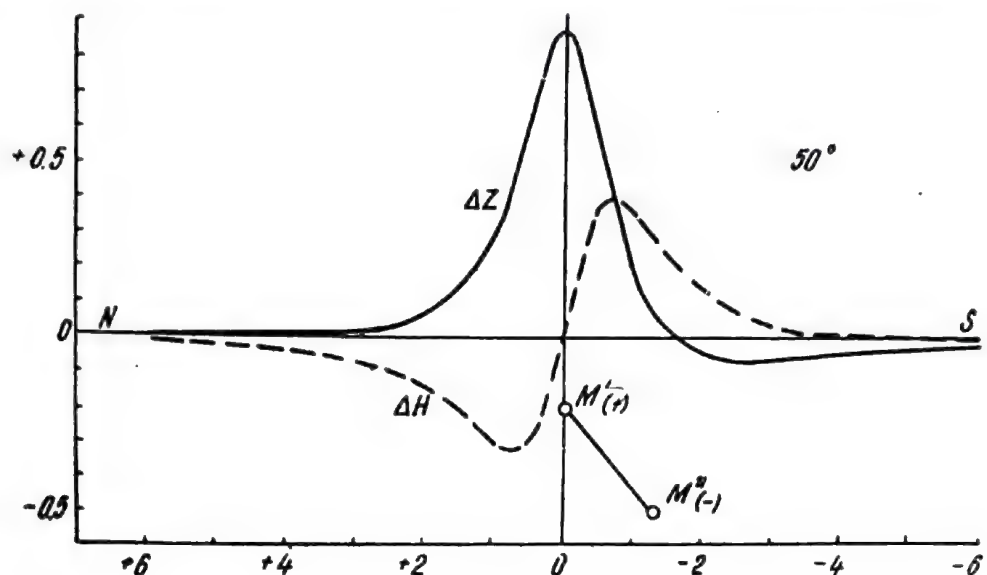


Fig. 107. Curbele zecimale pentru Z și H în cazul unui dipol înclinat.

un contrast de intensitate de magnetizare ΔJ față de mediul înconjurător, atunci, pe baza relației (64) care ne arată că componenta verticală Z a câmpului magnetic este direct proporțională cu gradientul vertical al câmpului

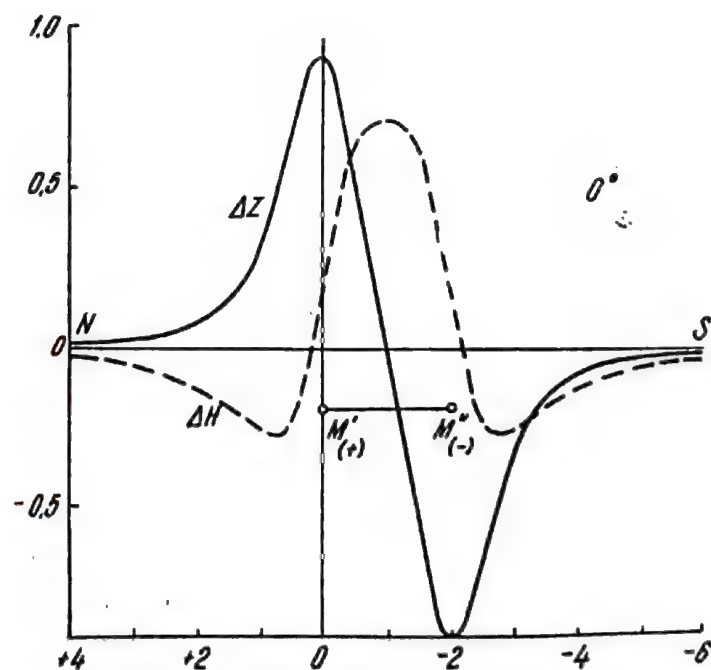


Fig. 108. Curbele zecimale pentru Z și H în cazul unui dipol orizontal.

gravitațional și pe baza relației (243) din capitolul XV care dă valoarea acestei mărimi pentru cazul unei sfere se poate scrie:

$$Z = \frac{4}{3} \cdot \pi \cdot R^3 \cdot \Delta \gamma \cdot \frac{2z^2 - x^2}{(x^2 + z^2)^{5/2}}. \quad (282)$$

Curba zecimală pentru componenta verticală Z în cazul unei sfere uniform magnetizate este reprodusă în figura 109.

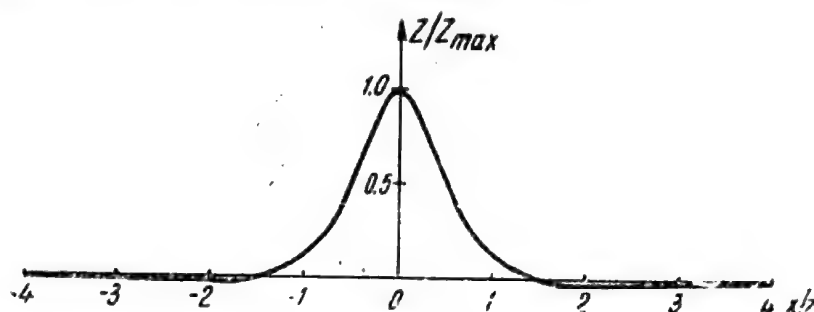


Fig. 109. Curba zecimală a variației componentei verticale Z datorită unei sfere uniform magnetizate.

2.2.4. Cilindru orizontal infinit. Cu această formă geometrică regulată pot fi asimilate anticlinalele, concentrațiile și lentilele de minereuri care au o extindere mare în una din direcțiile orizontale în raport cu dimensiunile secțiunii transversale etc.

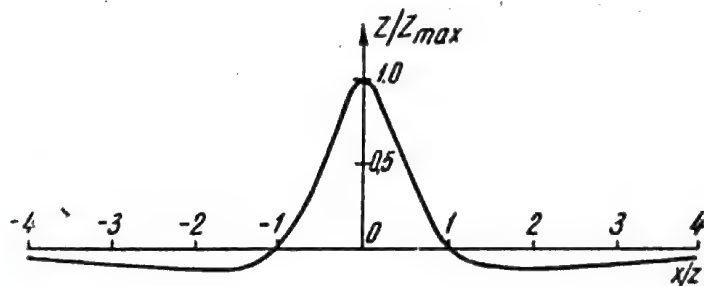


Fig. 110. Curba zecimală a variației componentei verticale datorită unui cilindru orizontal infinit.

În ipoteza unei magnetizări uniforme în câmpul geomagnetic, ținând cont de relația (64) și de relația (256) din capitolul XV, care dă valoarea gradientului vertical al câmpului gravitațional pentru acest tip de formă geometrică, componenta verticală Z a câmpului magnetic este

$$Z = 2\pi \cdot R^2 \cdot \Delta \gamma \cdot \frac{z^2 - x^2}{(x^2 + z^2)^3}. \quad (283)$$

În figura 110 este reprodusă curba zecimală sau normalizată a variației componentei verticale Z , datorită unui cilindru orizontal infinit.

2.2.5. Strat vertical bidimensional. Această formă geometrică este frecvent folosită pentru interpretarea anomaliilor magnetice produse de filoane, concentrații lenticulare de minereu etc., care au secțiunea practic verticală și se extind mult în una din direcțiile orizontale. În aceleași ipoteze, ca și pentru formele geometrice precedente, componenta verticală Z a câmpului magnetic, ținând cont de notațiile din figura 111, va fi dată de relația

$$Z = 2 \cdot \Delta \gamma \cdot t \cdot \left[\left(\frac{z_1}{r_1} \right)^2 - \left(\frac{z_2}{r_2} \right)^2 \right]. \quad (284)$$

În figura 112 este ilustrată curba zecimală a variației componente verticale Z produsă de o distribuție de masă magnetică de forma unui strat vertical bidimensional.

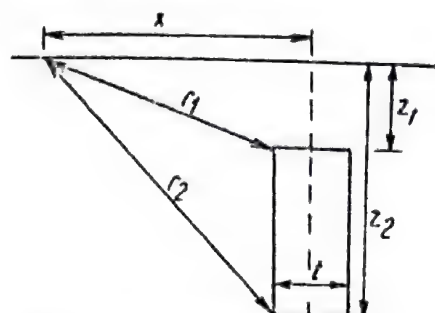


Fig. 111. Schiță reprezentând sistemul de notații pentru cazul planului vertical bidimensional.

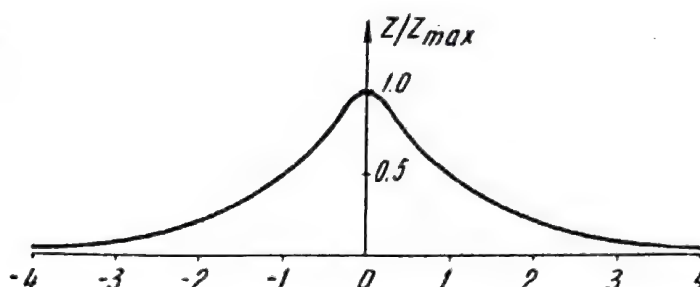


Fig. 112. Curba zecimală, a variației componente verticale Z în cazul planului vertical bidimensional.

În figurile 113, 114 și 115 sînt reproduse variațiile ambelor componente, produse de o masă magnetică bidimensională, orizontală și cu secțiunea dreptunghiulară, magnetizată uniform într-un câmp geometric puțin înclinat față de verticală (fig. 113), foarte înclinat (fig. 114) și orizontal (115).

Pe cele trei imagini se poate urmări asimetria, progresivă cu creșterea înclinării vectorului magnetizare J , a curbelor care ilustrează variațiile celor două componente, precum și recâștigarea simetriei în cazul extrem cînd vectorul magnetizare devine orizontal.

2.2.6. Cilindru vertical semiinfinit. Cu această formă geometrică se asimilează simburii diapiri de sare, care au o formă colum-nară, piloni eruptivi, dyckuri și lakkolite, stockuri, concentrații și lentile de minerale, cu dispoziție spațială verticală și alungită în această direcție etc.

În ipoteza magnetizării uniforme prin inducție într-un câmp geomagnetic vertical, valoarea componente verticale a câmpului magnetic creat de o masă magnetică de această formă este dată de relația

$$Z = \pi \cdot R^2 \cdot \Delta J \cdot \frac{z}{(x^2 + z^2)^{3/2}} \quad (285)$$

Valoarea maximă a acestei funcțiuni are loc deasupra axului cilindrului, pentru $x = 0$ (v. fig. 117) și este

$$Z_{max} = \pi \cdot R^2 \Delta J \cdot \frac{1}{z^2} \quad (286)$$

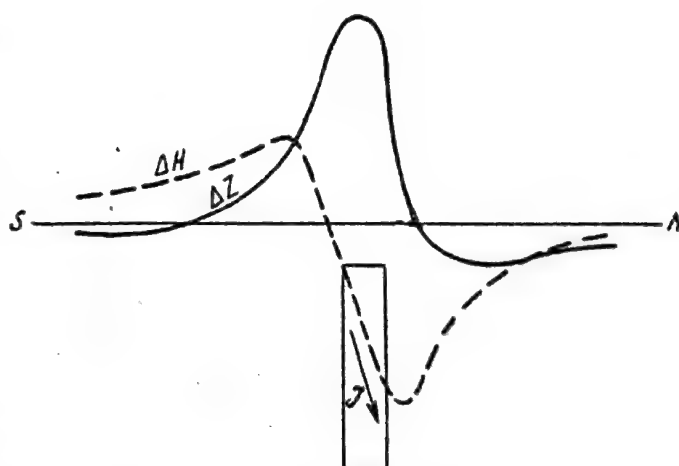


Fig. 113. Variația componentelor Z și H produsă de o masă magnetică bidimensională, cu secțiunea dreptunghiulară, magnetizată într-un câmp geomagnetic aproape vertical.

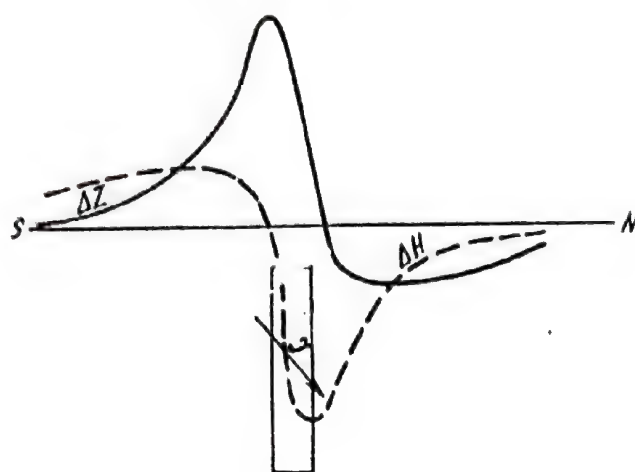


Fig. 114. Variația componentelor Z și H produse de o masă magnetică bidimensională, cu secțiunea dreptunghiulară, magnetizată într-un câmp geomagnetic înclinat.

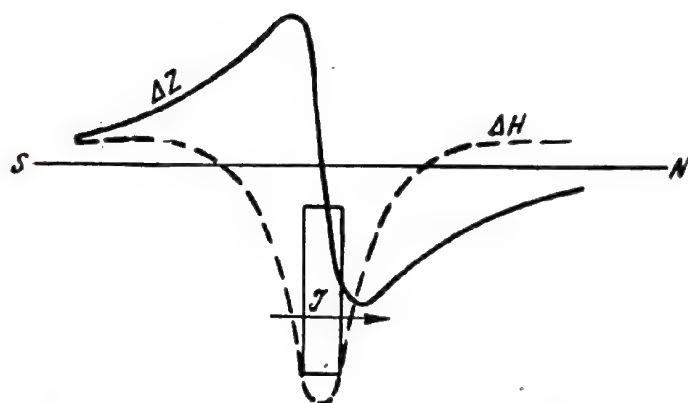


Fig. 115. Variația componentelor Z și H produse de o masă magnetică bidimensională, cu secțiunea dreptunghiulară, magnetizată într-un câmp geomagnetic orizontal.

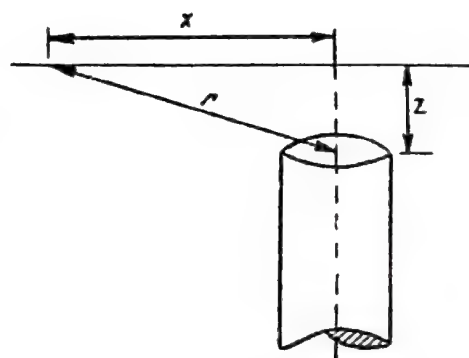


Fig. 116. Schiță reprezentând sistemul de notație pentru cazul cilindrului vertical semiînfinit.

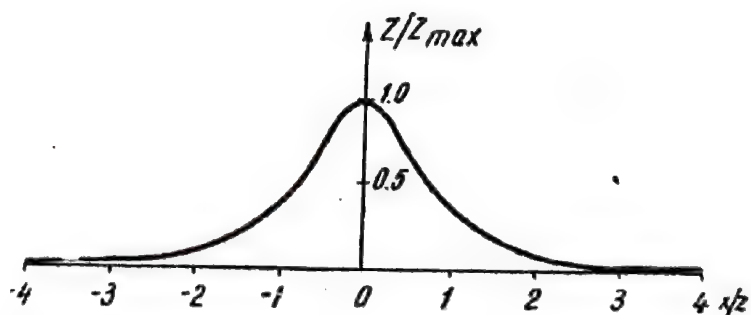


Fig. 117. Curba zecimală a variației componentei verticale Z în cazul cilindrului vertical semiînfinit.

iar curba zecimală va fi dată de relația

$$\frac{Z}{Z_{max}} = \frac{z^3}{(x^2 + z^2)^{3/2}} \quad (287)$$

sau, într-o formă mai simplă,

$$\frac{Z}{Z_{max}} = \frac{1}{\left(1 + \frac{x^2}{z^2}\right)^{3/2}} \quad (288)$$

În figura 117 este reprezentată curba zecimală sau curba normalizată a variației componentei verticale Z a cîmpului magnetic, datorită unei distribuții de masă magnetică de forma unui cilindru vertical semiinfinit.

În cele de mai sus au fost prezentate cîteva modele geometrice, în general cele mai simple, alese din mai multe tipuri de distribuție de masă magnetică, împreună cu formulele și curbele caracteristice ale componentelor cîmpului magnetic produs de acestea și îndeosebi a componentei verticale Z , deoarece aceasta este determinată în cazul general cu ocazia prospecțiunii magnetometrice. Acolo unde determinarea formulelor implică un tratament matematic mai complicat (cum este, de exemplu, cazul magnetizărilor înclinate) sau demonstrații mai lungi, acestea au fost lăsate la o parte, considerînd că depășesc obiectul acestui curs.

Intenția a fost de a prezenta în linii generale în ce constă prelucrarea pe baza problemei directe a potențialului și totodată de a pune la dispoziție un număr de curbe caracteristice a componentelor cîmpului magnetic produs de diferite tipuri de distribuție de masă magnetică, care să servească ca un ajutor la înțelegerea modului în care se face interpretarea în termeni geologici.

Este evident că în natură elemente geologice care să poată fi asimilate ușor cu astfel de modele geometrice sînt rare. Există întotdeauna însă posibilitatea de a combina astfel de modele geometrice, pentru a ne apropia cît mai mult de forma reală a elementelor geologice din natură, de exemplu un dyck înclinat poate fi reconstituit dintr-o succesiune pe verticală de cilindri verticali scurți, așezați excentric unul față de altul, un coș vulcanic dintr-o suprapunere de cilindri verticali semiinfiniți, cu raze și contraste de susceptibilitate magnetică diferite etc.

Ceea ce trebuie reținut este faptul că determinarea surselor anomaliilor geofizice, în general, și a celor magnetice, în particular, este un proces care funcționează pe baza unui mecanism de aproximații succesive. Compararea unei anomalii cartate cu curbele produse de modele geometrice sugerează în primă aproximație tipul general de distribuție de masă magnetică în care se încadrează elementul geologic necunoscut din subsol care a generat anomalia cartată. După ce acest lucru esențial este stabilit, se procedează prin modificarea dimensiunilor și adîncimii modelului, prin combinarea modelelor și modificarea contrastului de susceptibilitate magnetică, la reconstituirea cît mai exactă a morfologiei și valorii numerice a anomaliei cartate. Procesul

acesta este un proces lung, care necesită experiență și răbdare, însă stabilirea pe această cale a unei forme geometrice care să satisfacă cât mai bine anomalia cartată este de un ajutor necontestat în conducerea în bune condiții a interpretării geologice.

CAPITOLUL XIX

MICROMAGNETISMUL

În ultima vreme s-a început să-și facă loc din ce în ce mai mult o nouă metodă de cercetare magnetică pentru rezolvarea unor probleme geologice, care poartă numele de micromagnetism. Micromagnetismul, fără a fi propriu-zis o metodă de prospecțiune magnetometrică, reprezintă în momentul de față o metodă prețioasă de cercetare.

Micromagnetismul este o creație a cercetărilor din Republica Democrată Germană și a apărut în literatura de specialitate după anul 1950^{1,2}.

Micromagnetismul reprezintă o metodă de cercetare a rocilor și formațiunilor geologice de suprafață sau din imediata vecinătate a suprafeței, constând din determinarea și interpretarea detaliilor celor mai fine ale distribuției valorilor câmpului geomagnetic și îndeosebi a componentei verticale ΔZ a acestuia, măsurabile cu aparatura de prospecțiune magnetometrică (magnetometre verticale) și care caracterizează structura și textura diferitelor tipuri de roci de la suprafață. Cercetări prealabile au arătat că microanomaliile magnetice au o formă și o amplitudine direct dependentă de structura și textura rocilor. Reflectarea sub formă de microanomalii măsurabile cu o precizie satisfăcătoare a structurii și texturii rocilor este însă limitată de adâncimea la care se găsesc acestea în *subsol*.

Desigur că reflectarea acestor detalii ale rocilor are loc și în valorile câmpului geomagnetic măsurate în cadrul prospecțiunilor magnetometrice de diferite tipuri. Din cauza distanței mari folosite între punctele de măsurare, acestea nu pot fi însă fructificate în scopul precizat și se manifestă ca o împrăștiere a valorilor măsurate în jurul valorilor care caracterizează mersul normal al anomaliilor locale sau regionale.

Pentru a putea pune în evidență microanomaliile magnetice, este necesar să se folosească o densitate foarte mare de puncte de măsurare în suprafață. Aceasta limitează însă posibilitatea de a executa măsurători de micromagnetism pe suprafețe mari. Din acest motiv, micromagnetismul se practică prin ridicări magnetice pe suprafețe mici numite *panouri de micromagnetism*,

¹ W. Bruchheim und R. Lauterbach, *Isanomalen Richtungsstatistik als Hilfsmittel tektonischer Analyse*, Gerl. z. Geophysik, 2, 1953.

² R. Lauterbach, *Mikromagnetik — ein Hilfsmittel geologischer Erkundung*, Wissenschaftliche Zeitschrift der Karl-Marx-Universität, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Reihe, 3, 1953—1954.

care în general au formă pătratică sau dreptunghiulară și dimensiuni cuprinse între limitele de 10×10 m și 50×50 m. În interiorul acestor panouri, punctele de măsurare sînt dispuse în nodurile unei rețele pătratice cu latura de 1—5 m. Plasarea panourilor în cuprinsul regiunii de cercetat se face pe bază de criterii geologico-geofizice, dintre care cele mai importante sînt următoarele:

- microanomaliile magnetice să fie reprezentative pentru o zonă mai mare a regiunii;
- rocile de studiat să nu depășească o adîncime de 5 — 10 m;
- relieful terenului în care este plasat panoul să fie cît mai liniștit;
- rocile acoperitoare sau zona alterată la suprafață a rocilor de studiat să nu producă microanomalii importante.

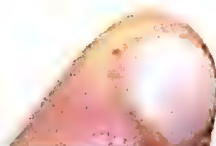
Tehnica de executare a măsurătorilor micromagnetice pentru realizarea unui panou de micromagnetism constă în următoarele: se pichetează punctele de măsurare la echidistanța convenabilă, orientînd una din laturile panoului fie pe direcția nord-sud, fie pe o direcție perpendiculară pe direcția generală de stratificație sau de șistozitate a rocilor. După ce punctele de măsurare au fost astfel materializate în teren, se fixează unul din ele ca stație de bază a panoului, în mod obișnuit fie stația centrală, fie una din stațiile care corespund unui colț al panoului. Se măsoară cu un singur magnetometru vertical, folosind însă două trepiede, din care unul rămîne fix în stația de bază. Măsurătorile se fac de preferință în succesiunea următoare: stația de bază — o stație a panoului — stația de bază, continuînd în același mod pînă la măsurarea tuturor stațiilor din interiorul panoului. În mod excepțional se pot măsura succesiv două sau chiar mai multe stații din interiorul panoului între două reveniri în stația de bază. Valorile măsurate sînt apoi corectate pentru variația driftului instrumental (dacă se folosesc magnetometre cu fir de torsiune). Precizia de măsurare a valorilor ΔZ recomandată de creatorii micromagnetismului este de 1,0—1,7 γ . Pentru asigurarea acestei precizii este necesar ca revenirile în stația de bază a panoului să se succedă la 2—3 min.

Construirea imaginii microanomaliilor unui panou se face prin proiectarea stațiilor pe un plan de situație redactat la o scară potrivită și interpolarea curbelor de egală valoare a componentei verticale în funcție de valorile determinate în fiecare stație.

Pentru interpretarea geologică și petrografică a datelor de micromagnetism se folosește *rozeta microanomaliilor magnetice*¹ propusă de Bruchheim și Lauterbach. Ea reprezintă rezultatul unei analize statistice a orientărilor curbelor de egală valoare a microanomaliilor magnetice dintr-un panou și se construiește într-un mod analog cu rozetele folosite în mineralogie, petrografie sau microtectonică.

În mod practic, curbele de egală valoare a microanomaliilor se împart în segmente de egală lungime, obișnuit de 0,1—0,2 m, la scara imaginii microanomaliilor. Se măsoară unghiul pe care segmentele îl fac cu direcția nord și se grupează aceste unghiuri pe intervale de cîte 5°, determinîndu-se numărul lor. Se proiectează pe razele unui cerc sau semicerc, trasate din 5° în 5°, lungimea corespunzătoare numărului de segmente de orientare res-

¹ În literatura geofizică romînească este numită și „*image Lauterbach*”



pectivă, considerînd că lungimea razei cercului este echivalentă numărului cel mai mare de segmente care apar din analiza statistică a panoului respectiv. Final se unesc între ele capetele acestor lungimi marcate pe raze, în succesiunea razelor, obținîndu-se o imagine sugestivă a direcțiilor preferențiale de orientare a curbelor de egală valoare a microanomaliilor magnetice din panoul respectiv.

Interpretarea rezultatelor cercetărilor de micromagnetism se face atît pe baza imaginii microanomaliilor din panou cît și pe baza rozetei microanomaliilor magnetice a panoului respectiv. Pentru aceasta sînt de luat în considerare următoarele elemente:

- intensitatea maximă a microanomaliilor (A);
- gradientul orizontal maxim al cîmpului geomagnetic (G);
- forma microanomaliilor;
- gradul de orientare sau caracterul difuz al microanomaliilor, pus în evidență prin rozeta microanomaliilor magnetice;
- gradul de orientare al axelor microdipolilor magnetici.

Pentru înțelegerea modului în care se face interpretarea geologică și petrografică a rezultatelor cercetărilor de micromagnetism, vom reproduce în cele ce urmează cîteva exemple după *L a u t e r b a c h*.

În figurile 118 și 119 sînt prezentate rezultatele cercetărilor de micromagnetism din R.D.G. într-o zonă de contact între gresii și argile din Rotliegendes cu o masă de porfire, întreaga zonă fiind acoperită de un strat subțire de depuneri diluviale. Se remarcă caracterul neorientat al microanomaliilor

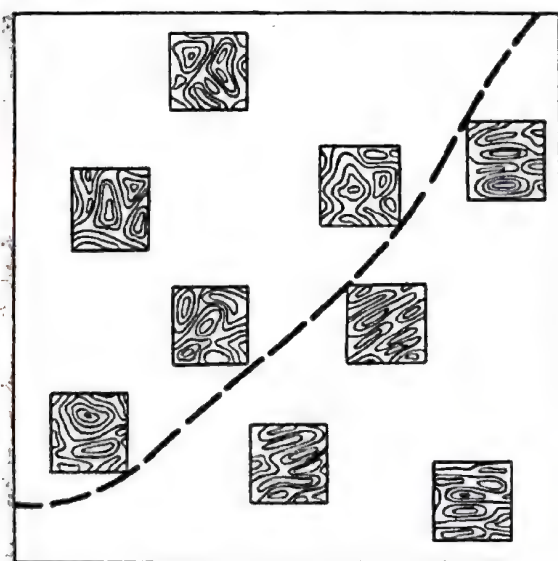


Fig. 118. Imaginile microanomaliilor magnetice în zona de contact între porfire și Rotliegendes.

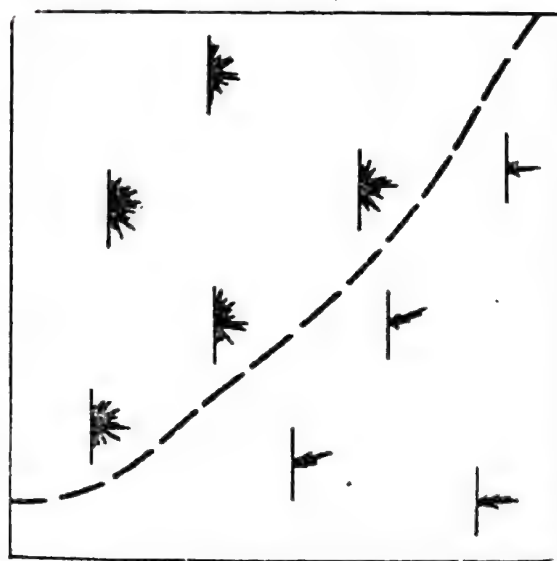


Fig. 119. Rozetele microanomaliilor magnetice în zona de contact între porfire și Rotliegendes.

magnetice din panourile situate pe argilele și gresiile din Rotliegendes în contrast cu caracterul sensibil orientat al acestora pe porfire (fig. 118), mai sugestiv pus în evidență de rozetele microanomaliilor magnetice (fig. 119). Diferența de comportare din punct de vedere micromagnetic a permis trasarea

contactului între cele două tipuri de roci, pe de o parte, sedimentare și, pe de altă parte, eruptive, materializat în figurile 118 și 119 prin linia groasă întreruptă.

În cele ce urmează vom da câteva exemple din care să reiasă caracteristicile modului de comportare a câtorva tipuri de roci în imaginile microanomaliilor magnetice.

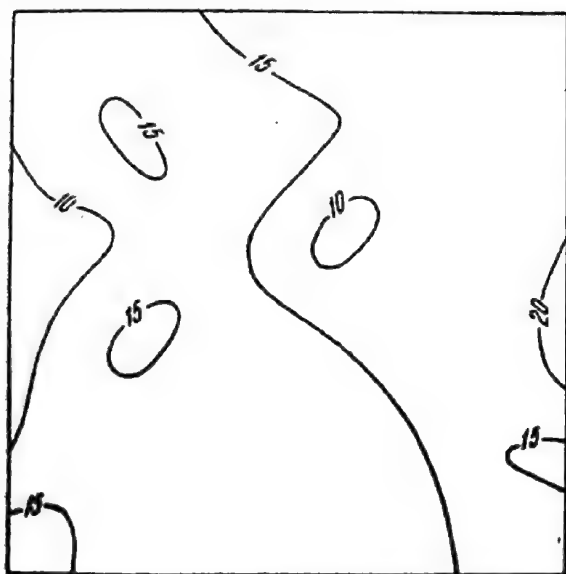


Fig. 120. Microanomaliile magnetice pe granitul de Lausitz

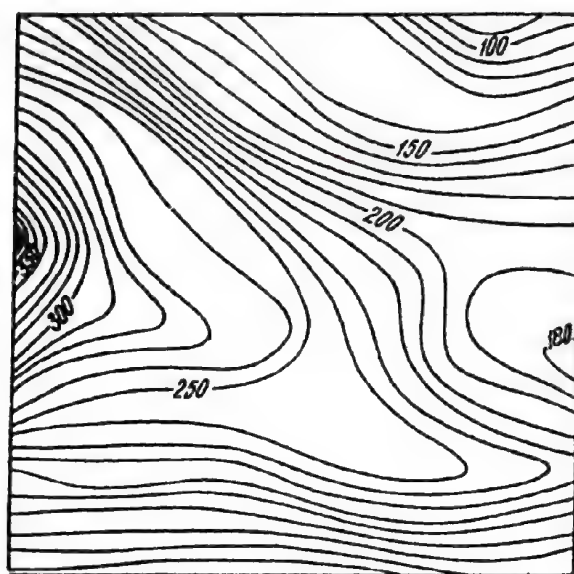


Fig. 121. Microanomaliile magnetice pe un filon de lamprofir din granitul de Lausitz

Figura 120 reproduce imaginea microanomaliilor magnetice dintr-un panou situat pe granitul de Lausitz, caracterizată prin $A = 16 \gamma$ și $G = 2 \gamma/m$, echidistanța curbelor de egală valoare fiind de 5γ . Ea reflectă slaba magnetizare a granitului de Lausitz cu lipsa unei orientări preferențiale, datorită unei eventuale tectonizări a acestuia.

Figura 121 reproduce imaginea microanomaliilor magnetice dintr-un panou situat pe un filon de lamprofir din masa granitului de Lausitz, caracterizată prin $A = 383 \gamma$ și $G = 23 \gamma/m$ echidistanța curbelor de egală valoare fiind de 10γ . Se constată apariția unor direcții preferențiale de orientare a particulelor magnetice, conținutul în acestea fiind mult mai ridicat decât în masa granitică.

În figura 122 este reprodusă imaginea microanomaliilor magnetice pe un serpentinit, caracterizată prin $A = 767 \gamma$ și $G = 119 \gamma/m$, echidistanța curbelor de egală valoare fiind de 50γ . Și aceasta pune în evidență direcții preferențiale de orientare a microanomaliilor, pe un fond de variație a intensității acestora foarte puternice.

În sfârșit, figura 123 reproduce imaginea microanomaliilor magnetice pe sisturi argiloase din Devonianul inferior din Harz, caracterizată prin $A = 37 \gamma$ și $G = 5 \gamma/m$, echidistanța curbelor de egală valoare fiind de 5γ . Este de remar-

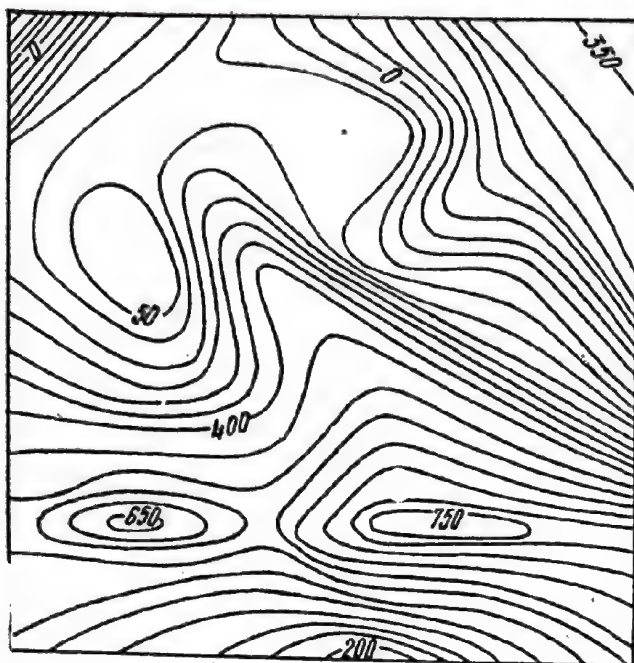


Fig. 122. Microanomaliile magnetice pe un serpentinit.

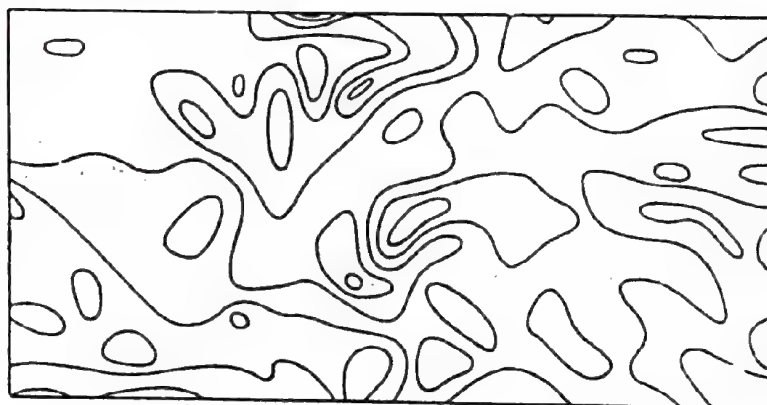


Fig. 123. Microanomaliile magnetice pe un șist argilos din devonianul inferior din Harz.

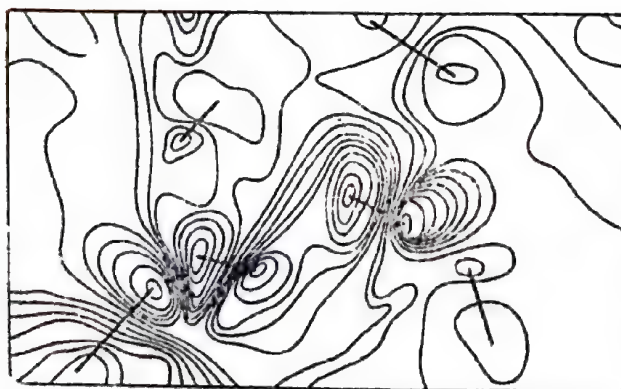


Fig. 124. Imaginea microanomaliilor magnetice pe aureola de contact a granitului de la Henneberg.

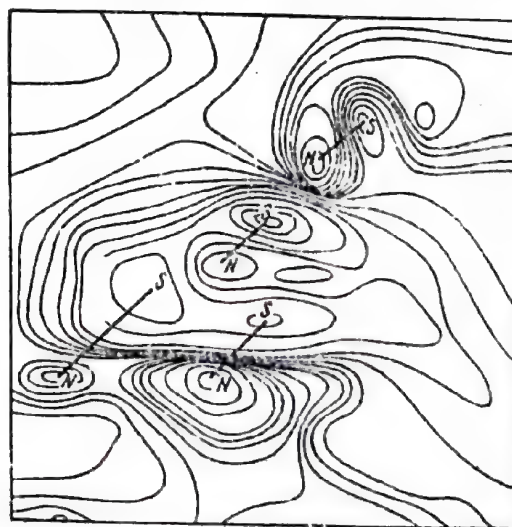


Fig. 125. Imaginea microanomaliilor magnetice pe serpentinitul din Granulitgebirge.

cat frecvența mare a microanomaliilor magnetice și caracterul dezordonat al acestora din punctul de vedere al orientării.

Din cele patru exemple de mai sus reiese clar modul variat de reflectare al structurii și texturii diferitelor tipuri de roci în imaginea microanomaliilor magnetice, precum și importanța intensității maxime și a gradientului orizontal maxim al acestora ca indiciatori pentru interpretarea geologică și petrografică.

Un alt element important pentru analiza datelor de micromagnetism este studiul orientării microdipolilor magnetici, care ne dă indicații asupra caracterului magnetizării rocilor studiate. În figura 124 este reprodusă imaginea microanomaliilor magnetice pe granitul de la Hanneberg, care pune în evidență o orientare difuză a axelor microdipolilor magnetici și în figura 125 imaginea microanomaliilor magnetici pe serpentinitul din Granulitgebirge, care manifestă orientarea axelor microdipolilor magnetici pe o direcție preferențială. În primul caz avem de-a face cu o rocă în care magnetizarea remanentă este predominantă; în al doilea caz, paralelismul axelor dipolilor indică o puternică tectonizare a masei de serpentinit pe o direcție preferențială, punând în același timp în evidență predominanța magnetizării induse în câmpul geomagnetic.

1. NATURA PROBLEMELOR GEOLOGICE REZOLVABILE PRIN MICROMAGNETISM

Activitatea intensă depusă pînă în prezent în R.D.G. în domeniul cercetării micromagnetice a avut ca rezultat adunarea unui bogat material informativ, pe baza căruia se conturează natura principalelor probleme geologice rezolvabile prin această metodă. Acestea sînt următoarele:

1.1. Stabilirea gradului de tectonizare a rocilor. Una din principalele observații care s-a făcut încă de la primele cercetări de micromagnetism a fost corelația strînsă, care uneori merge pînă la identitate, între direcțiile preferențiale de orientare a microanomaliilor magnetice și elementele de microtectonică, îndeosebi direcțiile de fisurare a rocilor. Explicația acestui fapt constă în aceea că forțele tectonice care produc fisurarea creează tensiuni elastice în masa rocii, orientate pe direcții preferențiale, prezente înainte și în timpul fisurării și care produc modificări de valoare a proprietăților magnetice a rocii pe aceste direcții. Este de asemenea de reținut observația că această corelație între orientarea microanomaliilor magnetice și direcțiile de fisurare este mai bună la rocile cu un conținut mai mic de magnetită decît la cele cu conținut bogat, acestea din urmă reflectîndu-se în imaginea microanomaliilor magnetice cu intensități mai mari și prin microdipoli care complică imaginea. Tot în legătură cu această problemă este de precizat că rezultate mai concludente sînt de așteptat la rocile de suprafață, cu un strat cît mai subțire alterat și cu un relief cît mai liniștit.

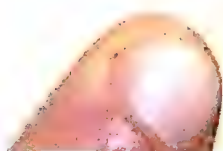


Figura 126 reproduce rezultatele obținute pentru un serpentinit de Granulitgebirge, într-o zonă în care acesta aflorează, avînd suprapusă rozeta microanomaliilor magnetice cu rozeta direcțiilor de fisurare stabilită pe baza datelor măsurate în două deschideri considerate reprezentative. Este evidentă din acest exemplu corelația foarte bună între cele două serii de direcții, între care nu există diferențe mai mari de 10° și acestea în număr mic față de acelea pentru care există identitate.

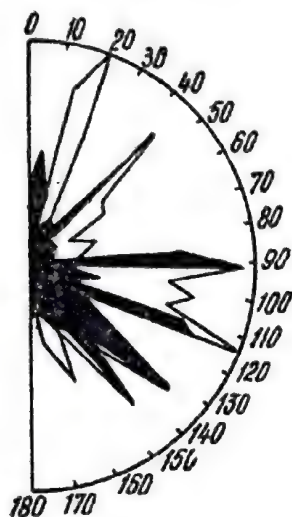


Fig. 126. Rozeta microanomaliilor magnetice (negru) și a orientării fisurilor (alb) pentru serpentinitul de Granulitgebirge.

1.2. Determinarea direcției de sedimentare. Cercetările de micromagnetism au pus în evidență o altă corelație strînsă între direcțiile de alungire a microanomaliilor magnetice și direcțiile de sedimentare. Aceasta creează un domeniu larg de aplicație pentru micromagnetism la determinarea direcțiilor de sedimentare în pachetele de roci de suprafață, în care acestea nu sînt evidente, și reprezintă un instrument prețios îndeosebi pentru geologia cuaternarului care se dezvoltă cu pași rapizi în momentul de față.

1.3. Decelarea texturilor fluidale. Micromagnetismul a pus de asemenea în evidență o bună corelație între direcțiile de orientare a microanomaliilor magnetice și direcțiile preferențiale din texturile fluidale ale rocilor efuzive, îndeosebi diabaze și porfire (direcția de orientare a feldspaților, orientarea generală a masei rocii, distribuția bulelor gazoase incluse în masa rocii, direcția traselor de bule gazoase etc.), care păstrează orientarea direcției de curgere a masei fluide care s-a răcit relativ rapid.

1.4. Informații asupra trecutului tectonic sau termic al rocilor. Studiul magnetizării rocilor prin stabilirea orientărilor microdipolilor magnetici reprezintă de asemenea un indicator prețios în legătură cu aceste probleme. Orientarea preferențială a axelor microdipolilor magnetici arată existența în trecutul rocii a unei perioade de tectonizare intensă, sub acțiunea căreia au apărut presiuni sau tensiuni mecanice orientate. Orientarea difuză a axelor microdipolilor magnetici arată, din contră, lipsa unei tectonizări a rocii și predominanța fenomenelor termice, care conduce la o magnetizare termoremanentă a rocii manifestată printr-o magnetizare medie relativ unitară a masei rocii și nelegată de direcția cîmpului geomagnetic.

Din toate cele expuse mai sus cu privire la micromagnetism rezultă clar că acesta reprezintă o metodă geofizică importantă la îndemîna inginerilor geologi pentru rezolvarea unor probleme geologice și petrografice de anumite tipuri. Micromagnetismul, combinat cu determinări paleomagnetice și de vîrstă absolută a rocilor (prin determinări radiometrice de laborator), poate conduce la informații complexe deosebit de interesante cu privire la structura și textura rocilor, precum și la trecutul tectonic și termic al acestora în evoluția geologică a crustei terestre.

CAPITOLUL XX

NOȚIUNI DE PALEOMAGNETISM

Paleomagnetismul studiază variația câmpului geomagnetic, ca intensitate și direcție, în decursul timpului, pe baza căreia să se poată explica originea acestuia. Dimensiunile mari ale Pământului precum și conductibilitatea lui internă ridicată în valoare nu permite variații rapide ale câmpului geomagnetic. Un studiu concludent în acest scop trebuie deci să se întindă pe o perioadă foarte mare de timp, de ordinul timpilor geologici, adică cel puțin pentru un miliard de ani.

Ideea determinării indirecte a câmpului geomagnetic din anumite perioade geologice îndepărtate este relativ de dată recentă și s-a născut din unele observații disparate. Astfel, măsurarea magnetizării unor vase etrusce a arătat că înclinația câmpului geomagnetic original, conservată prin arderea acestor vase de argilă, este diferită de cea actuală din Italia. Studiul magnetizării, unor cărămizi cu o vechime de câteva sute de ani, efectuate de E. și O. Thellier, a arătat că intensitatea câmpului geomagnetic la Paris a scăzut considerabil, de la 0,71 și 0,66 Oe la valoarea actuală de 0,45 Oe. Pe baza studiului magnetizării lavelor consolidate ale vulcanului Etna s-a stabilit că declinația câmpului geomagnetic a variat în Sicilia din secolul al XIII-lea pînă în secolul al XX-lea de la 20°E — 20°W; aceasta a permis lui R. Chevalier, să determine valoarea perioadei de variație seculară la circa 750 de ani, ultimii 350 de ani fiind controlați prin măsurători.

Observația că argilele consolidate sub formă de vase, cărămizi etc., lavelor vulcanice etc. conservă câmpul geomagnetic original a condus la ideea efectuării unor studii științifice pe roci naturale. Cele mai proprii pentru un astfel de studiu au fost considerate argilele vărgate, care reprezintă pachete de depuneri succesive de argile, cu slabe intercalații de nisipuri, corespunzînd succesiunii anotimpurilor (un astfel de ciclu corespunzînd depunerii dintr-un an). Argilele vărgate prezintă din acest punct de vedere marele avantaj că pe baza ciclurilor de sedimentare li se poate stabili vechimea și durata de sedimentare (E. Antevs).

Sedimentele argiloase conțin în general magnetită fin diseminată în masa lor, cu bobul sub $0,3 \mu$ diametru. În timpul depunerii acestora în bazine mari de sedimentare, materialul este supus următoarelor acțiuni ¹:]

— Câmpul geomagnetic, care tinde să orienteze granulele de magnetită după direcția lui;

— Forțe termice, câmpul gravitației, acțiuni hidrodinamice, fenomene coloidale, mișcarea browniană, relieful de fund al bazinelor de sedimentare etc.,

¹ E. A. Johnson, Th. Murphy and O. W. Torreson, *Pre-History of the Earth's magnetic field*, Terr. Magn. and Atm. Electr. LIII, 4, 1948.

care toate tind să altereze direcția de orientare a particulelor de magnetită conformă cu direcția câmpului geomagnetic.

Dacă sedimentarea argilelor are loc în bazine mari, cu agitație redusă, atunci în orientarea granulelor de magnetită rămâne dominantă direcția câmpului geomagnetic original. Acest lucru s-a determinat pe cale experimentală, încercările de determinare a intensității de magnetizare la argile fiind încununate de succes.

Pentru a întări fundamentarea metodologiei determinării intensității de magnetizare a argilelor, au fost efectuate și experiențe cu argile depuse în mod artificial în laborator, sub acțiunea unor câmpuri magnetizante mai intense decât câmpul geomagnetic. Aceste experiențe au condus la următoarele concluzii deosebit de importante:

— Direcția orizontală a magnetizării argilelor coincide perfect cu aceea a câmpului magnetizant, deci declinația magnetică este unul din elementele care poate fi determinat cu precizie.

— Unghiul între vectorul de magnetizare și orizontală este în general mai mic decât acela al câmpului magnetizant, variind cu 0° până la 20° și scade cu creșterea intensității câmpului magnetizant, deci înclinația magnetică este unul dintre elementele care poate fi determinat mai puțin precis.

— Intensitatea de magnetizare a fost proporțională cu aceea a câmpului magnetizant, deci intensitatea câmpului geomagnetic original poate fi determinată cu precizie.

— Depunerile la diferite temperaturi ale apei au pus în evidență variația magnetizării argilelor cu temperatura, deci magnetizarea sedimentelor depinde de regimul termic al bazinului în care se face sedimentarea.

— Probele rotite în timpul depunerii au arătat că elementele magnetice nu sînt influențate în orientarea lor de acest fapt, deci magnetizarea sedimentelor nu este influențată de mișcările geologice lente care au eventual loc în timpul depunerii lor.

Rezultatele de mai sus prezintă deosebitul interes de a arăta că determinarea magnetizării prin inducție în câmpul geomagnetic original, existent în timpul depunerii lor, este în măsură să dea indicații prețioase asupra intensității și direcției câmpului geomagnetic original.

Determinarea magnetizării sedimentelor poate prezenta interes pentru studiile paleomagnetice dacă se poate demonstra și că aceste sedimente, orizontale sau tectonizate regulat, consolidate sau neconsolidate, prezintă același aspect sistematic al magnetizării pe zone mari în fiecare epocă geologică și că diferă de la o epocă la alta.

Cu alte cuvinte, direcția magnetizării prin inducție în câmpul geomagnetic a sedimentelor a fost conservată din momentul sedimentării lor și pînă în prezent.

Problema este deci de a demonstra stabilitatea în timp a magnetizării originale a sedimentelor, ținînd cont că sedimentele au putut fi supuse în timp acțiunii unor diverse fenomene geologice sau fizice care ar putea constitui tot

atâtea cauze de instabilitate și dintre care câteva mai importante sînt următoarele:

- Interacțiunea unui alt material cu o direcție de magnetizare diferită;
- Schimbarea poziției relative a particulelor sedimentare în timp, datorită torsionării formațiunilor, cutărilor, forfecărilor, curgerilor etc.;
- Remagnetizarea în timp a sedimentelor.

Verificarea stabilității în timp a magnetizării originale a fost făcută în ceea ce privește două cauze principale, și anume:

În primul rînd a fost verificată *stabilitatea magnetizării sedimentelor la vibrații* de către Johnson, Murphy și Torreson. Probele de sedimentare depuse în laborator, uscate și umede, au fost supuse timp de 12 ore la vibrații cu orientări diferite, echivalente la mai multe secole de cutremure de pămînt. Remăsurarea magnetizării acestor probe a arătat că după acțiunea acestor vibrații, magnetizarea lor a rămas identică cu cea originală.

În al doilea rînd a fost verificată *stabilitatea la cutarea geologică a sedimentelor*¹. În acest sens s-a căutat să se determine dacă la formațiuni cutate simplu, în forme regulate, după reducerea formațiunii la forma inițială orizontală, magnetizarea probelor luate din aceasta se orientează practic pe aceeași direcție.

Rezultatele obținute în această problemă sînt următoarele:

— Pentru cazul unei cute anticlinale, cu o mică asimetrie, constituită din argile vărgate pleistocene (v. fig. 127), au fost luate probe din același orizont de argile în diverse puncte ale cutei.

Determinările de magnetizare a acestor probe au arătat că tendința de variație cu unghiul de cutare este mai mare în declinație decît în înclinație, aceasta ca o urmare a faptului că direcția primei a fost deranjată mai mult prin cutare (cutarea a fost probabil însoțită și de o torsionare a formațiunii).

În figura 127 sînt prezentate atît rezultatele magnetizării măsurate privind declinația și înclinația cîmpului geomagnetic original pentru diversele probe studiate cît și magnetizările privind aceleași elemente, corectate pentru unghiul de înclinare al cutei în punctul de unde a fost luată proba respectivă.

Se poate constata că după corectarea valorilor declinației și înclinației magnetice, alinierea punctelor nu este perfectă, datorită cutării neuniforme (rotire cu torsiune), magnetizării originale neuniforme, erorilor de măsurare etc.; stabilirea magnetizării originale, mai ales referindu-se la datele înclinației magnetice, este însă în general demonstrată într-un grad accentuat.

— Pentru cazul unui conglomerat de vîrstă miocenă a fost demonstrată o stabilitate magnetică mare și totodată faptul că cîmpul geomagnetic în Miocen a fost comparabil ca intensitate și direcție cu cel actual.

— Pentru cazul unei gresii eocene nu au fost obținute rezultate concludente.

— Pentru cazul unei gresii feruginoase siluriene, la care pachetul de gresii (cu o vechime de 350 000 000 ani) a fost cutat la sfîrșitul Paleozoicului (vechimea cutării fiind 220 000 000 ani) s-a găsit de asemenea o stabilitate foarte bună a magnetizării.

¹ J. W. G r a h a m , *The stability and significance of magnetism in sedimentary rocks*, Journ. of Geophys. Res., LJV, 2, 1949.

— Pentru cazul unui calcar silurian nu s-au putut obține rezultate concludente.

În concluzie, stabilitatea în timp a magnetizării originale a sedimentelor a fost demonstrată pentru perioade de la 15 000 ani (argile vărgate pleistocene) până la 220 000 000 ani (gresii siluriene); de asemenea s-a demonstrat că magnetizarea are un caracter similar (vectorul intensitate de magnetizare are direcții

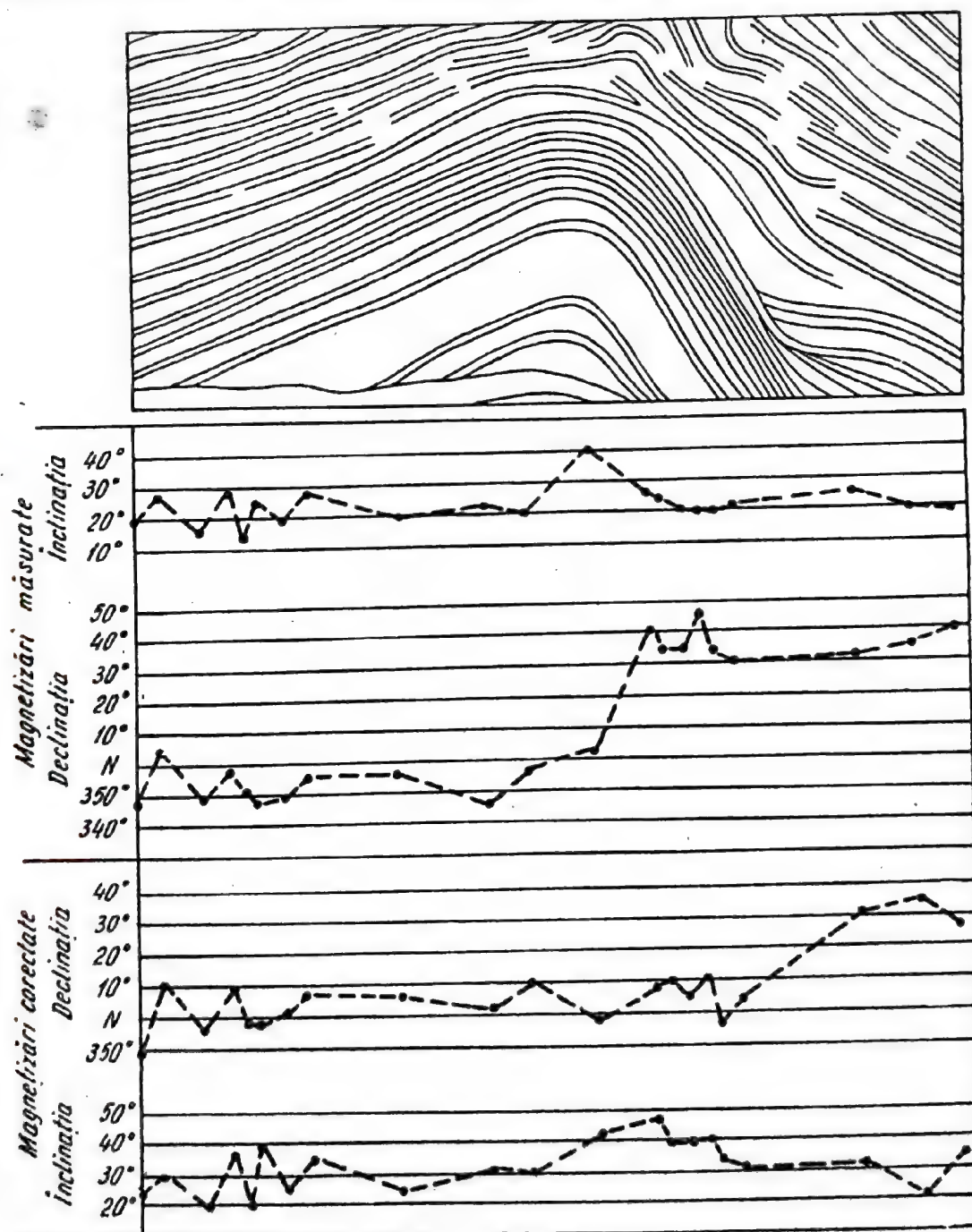


Fig. 127. Verificarea stabilității magnetizării la cutare pe un anticlinal de argile vărgate din pleistocen.

aproape paralele) pe regiuni mari, cum a fost, de exemplu, cazul formațiunii siluriene, la care magnetizarea s-a găsit practic aceeași pe circa 80 km.

Din cele de mai sus reiese că s-a demonstrat pe cale experimentală, prin încercări de laborator și de teren, că determinarea intensității de magnetizare a sedimentelor sau chiar a altor tipuri de roci (cum ar fi lavelle vulcanice consolidate) reprezintă un procedeu cu fundamentare științifică pentru determinarea câmpului geomagnetic original, prezent în timpul formării rocii respective. Aceasta de altfel reprezintă principiul studiilor de paleomagnetism.

În mod practic, determinarea intensității de magnetizare, mai ales pentru roci paramagnetice, cum este cazul sedimentelor, este o operație dificilă și delicată. Deoarece trebuie determinat vectorul intensitate de magnetizare atât în mărime cât și în direcție, trebuie extrase probe orientate din formațiunea de studiat, care să aibă o formă geometrică. În general sînt folosite fie probe cilindrice cu diametrul egal cu înălțimea, fie probe de formă cubică¹, acestea permit determinarea componentelor magnetizării J_x , J_y și J_z după direcțiile celor trei axe de coordonate. Aparatura folosită diferă de la un cercetător la altul și este în general pe bază electronică, pentru a se putea atinge precizia necesară, date fiind intensitățile mici care trebuie măsurate. Pentru a se putea efectua determinări de intensitate de magnetizare chiar pe teren, o dată cu colectarea probelor au fost construite instalații autopurtate, adevărate microlaboratoare montate pe autovehicule de tonaj mare.

1. CÎTEVA REZULTATE ALE STUDIULUI MAGNETIZĂRII ROCILOR SEDIMENTARE

În cele ce urmează vom prezenta cîteva rezultate ale diverselor studii asupra magnetizării rocilor sedimentare, din care să reiasă atât natura și calitatea datelor care se obțin în cercetările de paleomagnetism cât și concluziile geologice și geofizice care se degajă din acestea.

1.1. Argile vărgate din New England, S.U.A. Au fost studiate depozite glaciale de argile vărgate, în număr de 5000 alternanțe, corespunzînd la o perioadă de sedimentare de 5000 de ani.

Înclinația câmpului geomagnetic, așa cum se poate observa în figura 128, reiese din valori inconstante și nesigure. Se poate determina totuși din datele obținute o creștere medie continuă de circa 5° a înclinației câmpului geomagnetic pentru fiecare 1 000 de ani.

Rezultatele privind declinația câmpului geomagnetic sînt reproduse în figura 129.

¹ O. W. Torreson, Th. Murphy and J. W. Graham, *Magnetic polarisation of sedimentary rocks and the Earth's magnetic history*, Journ. of Geophys. Res., LIV, 2, 1949.

De asemenea, din determinările făcute asupra acestei argile vărgate a reieșit că, în regiunea studiată, intensitatea câmpului geomagnetic a variat cu circa 0,5% din valoarea ei actuală la fiecare 100 de ani.

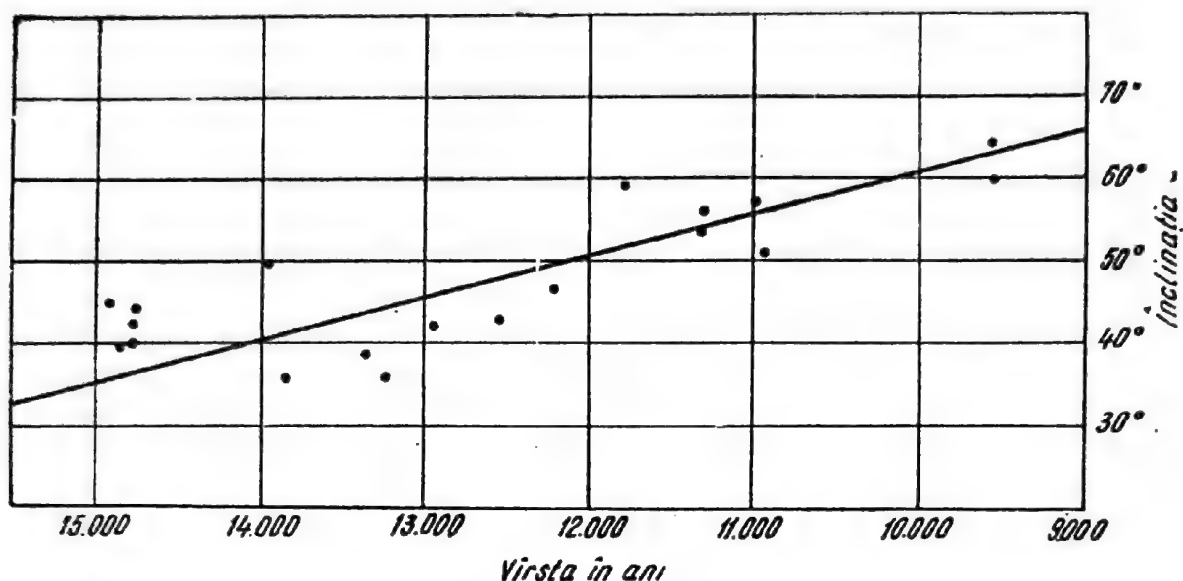


Fig. 128. Înclinația câmpului geomagnetic pentru 5 000 de ani, după argile vărgate în New England, S.U.A.

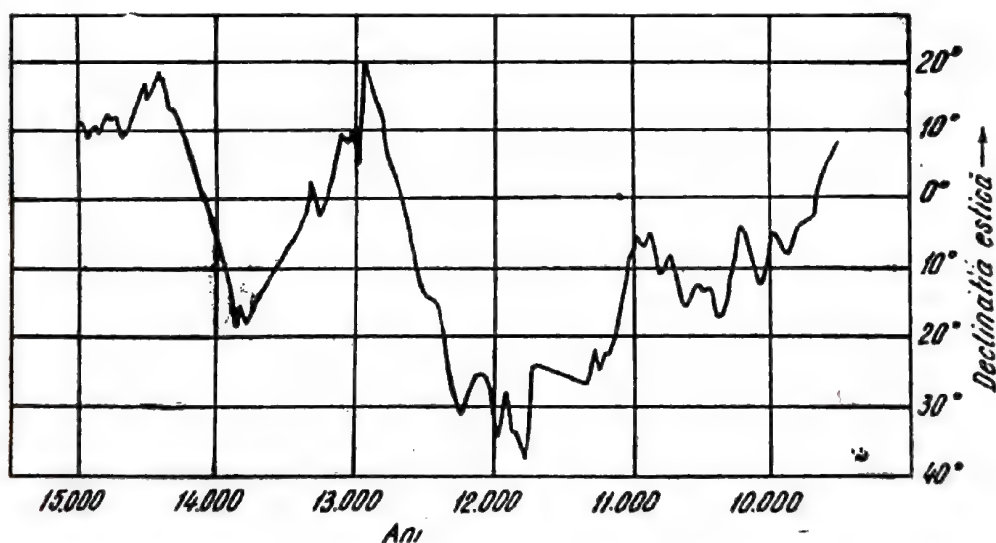


Fig. 129. Declinația câmpului geomagnetic în New England, S.U.A.

1.2. Probe din sedimentele de fund a Oceanului Pacific. Studiul magnetizării unor sedimente de fund în Oceanul Pacific a arătat că intensitatea de magnetizare a acestora crește cu conținutul lor în argile roșii, bogate în oxizi de fier.

Declinația și înclinația vectorului de magnetizare au arătat valori diferite după coordonatele geografice ale punctului din care s-a luat proba respectivă, în general probabile.

Intensitatea de magnetizare, dat fiind că particulele de magnetit au o mărime practic egală, se poate considera ca fiind proporțională cu cantitatea de material feromagnetic prezent. Această observație dă o bază pentru compararea magnetizării originale, care trebuie să fie proporțională cu intensitatea câmpului geomagnetic original.

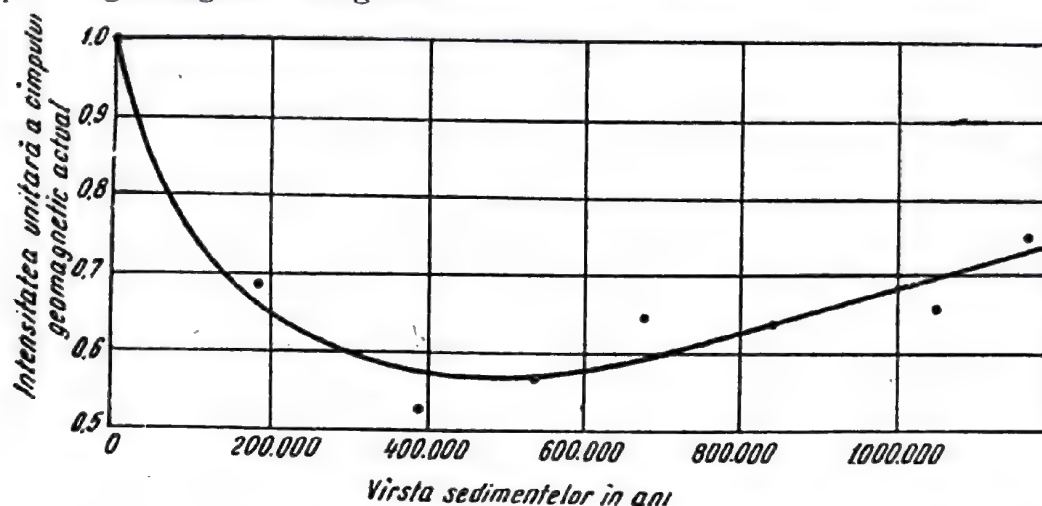


Fig. 130 Variația intensității câmpului geomagnetic după probe de sedimente din fundul Oceanului Pacific.

În figura 130 este reprodusă o încercare de reprezentare a variației intensității câmpului geomagnetic după datele determinărilor efectuate pe aceste sedimente a căror vîrstă atinge pînă la 1 000 000 de ani.

1.3. Probe din formațiuni de la Pliocen la Eocen. Au fost efectuate determinări a intensității de magnetizare pe probe colectate din formațiuni neogene de vîrstă diferită din perioada cuprinsă între 5 000 000 și 60 000 000 de ani.

Din aceste determinări a reieșit că câmpul geomagnetic original în această perioadă geologică avea o direcție corespunzătoare, aproximativ cu N geografic actual și o înclinație mai mică cu 6° decît aceea a câmpului geomagnetic actual.

În ultimii circa 50 000 000 de ani, declinația câmpului geomagnetic a variat cu circa 20° , iar intensitatea acestuia a variat puțin.

2. APLICAȚII ALE STUDIULUI MAGNETIZĂRII ROCILOR

Rezultatele prezentate mai sus au pus în evidență importanța informațiilor pe care le aduce studiul magnetizării rocilor în legătură cu stabilirea evoluției în timp a Pămîntului. A mai reieșit faptul că variația câmpului geomagnetic este în general mică din Eocen și pînă în Actual și că deci, pentru a obține date mai importante, dată fiind această evoluție lentă, este necesar să se studieze probe de roci de vîrste mult mai mari

În general, studiul magnetizării se face pe roci sedimentare, care s-au dovedit a fi cele mai proprii în acest scop. Pot fi folosite însă pentru studii și roci metamorfice sau eruptive, în unele cazuri favorabile. Rocile eruptive se magnetizează în câmpul geomagnetic în timpul răcirii lor, după ce temperatura lor coboară sub punctul *Curie* al elementelor feromagnetice pe care le conțin. Stabilitatea magnetică a acestor roci poate fi însă foarte diferită, la temperaturi ordinare, depinzând de compoziția lor chimică, textura lor, forma și dimensiunile granulelor etc. Rocile metamorfice prezintă în general magnetizări foarte slabe. Așa cum s-a spus mai sus, în cazuri favorabile și studiul magnetizării acestor tipuri de roci conduce la rezultate concludente.

Aplicațiile studiului magnetizării rocilor pot urmări mai multe direcții, toate de interes geologic și în unele din aceste direcții au fost obținute deja rezultate importante.

2.1. Migrația polilor geomagnetici în trecutul geologic al Pământului.

Mișcarea polilor geomagnetici în trecutul geologic este un lucru constatat în prezent, deși nu se cunoaște încă poziția lor exactă în diverse momente. Cum axa de rotație a sîmburelui central al Pământului, din motive mecanice (pentru stabilitatea Pământului pe orbita lui de revoluție în jurul Soarelui) trebuie să fie fixă, se admite că există o alunecare continuă a crustei exterioare față de nucleul central. Această alunecare a făcut ca poziția aparentă a polilor geomagnetici pe crusta solidă (punctele în care axa geomagnetică înțeapă suprafața Pământului) să fie diferită în trecutul geologic al Pământului.

Prin determinarea direcției magnetizării rocilor din diverse perioade geologice, dacă există o oarecare garanție de stabilitate a magnetizării lor în timp, se poate reconstitui axa polilor geomagnetici și explica în parte schimbarea climatelor în trecutul geologic. Trebuie precizat că, din motive fizice, axa polilor geomagnetici trebuie să fie întotdeauna în vecinătatea axei polilor geografici, respectiv a axei de rotație a Pământului. Unghiul actual de $11,5^\circ$ pe care îl face axa geomagnetică cu axa de rotație a Pământului pare a fi un maxim în acest sens. În modul acesta alunecarea crustei terestre față de nucleul central poate fi determinată cu suficientă precizie.

În cele ce urmează prezentăm cîteva din rezultatele obținute cu privire la poziția polilor geomagnetici pentru cîteva perioade mai importante din trecutul geologic, așa cum reiese din studiile de paleomagnetism.

— *Depozite din Cambrianul superior, Texas, U.S.A.*¹. Vîrsta acestor depozite este între 520 000 000 și 440 000 000 de ani. Au fost folosite probe de roci argiloase.

Polul geomagnetic boreal a fost găsit la coordonatele $\varphi = 0^\circ$, $\lambda = 158^\circ\text{E}$, situat în Oceanul Pacific, pe linia ecuatorului geografic actual la nord-est de Australia.

Polul geomagnetic austral a fost găsit la coordonatele $\varphi = 0^\circ$, $\lambda = 22^\circ\text{W}$, situat în Oceanul Atlantic, pe linia Ecuatorului geografic actual, aproximativ la jumătatea distanței dintre Africa și America de Sud.

¹ L. G. Howell and J. D. Martinez, *Polar movement as indicated by rock magnetism*, Geophysics, XXII, 2, 1957.

— *Depozite din Carbonifer, Texas, S.U.A.* Vîrsta acestor depozite este între 265 000 000 și 210 000 000 de ani. Au fost folosite probe de concrețiuni calcaroase elipsoidale, strate calcaroase și șisturi, colectate pe o distanță de circa 110 km.

Polul geomagnetic boreal a fost găsit la coordonatele $\varphi = 41^\circ\text{N}$, $\lambda = 128^\circ\text{E}$, situat pe coasta estică a Asiei, în Manciuria.

Polul geomagnetic austral a fost găsit la coordonatele $\varphi = 41^\circ\text{S}$, $\lambda = 52^\circ\text{W}$, situat în Oceanul Atlantic, la sud-estul Americii de Sud.

— *Depozite din Triasic-Permian, S.U.A. și Anglia.* Vîrsta acestor depozite este între 210 000 000 și 185 000 000 ani.

Polul geomagnetic boreal a fost găsit situat în zona estică a Asiei, aproximativ în nordul Chinei.

Polul geomagnetic austral a fost găsit situat în Oceanul Atlantic, în apropierea capătului de sud-est a Americii de Sud.

— *Depozite de fundament din Danemarca și nordul Olandei.¹⁾* Au fost folosite probe din fundamentul pachetului de roci sedimentare, de vîrstă necunoscută.

Polul geomagnetic boreal a fost găsit situat în zona centrală de coastă a Siberiei de nord.

Polul geomagnetic austral a fost găsit situat pe coasta de nord a Antarcitei, în dreptul Americii de Sud.

— *Depozite din Cretacic² miocen, de la eocen la pliocen* au arătat o poziție a polilor geomagnetici foarte apropiată sau chiar identică cu cea actuală.

În concluzie, migrația polilor geomagnetici apare ca un fenomen care s-a desfășurat progresiv din paleozoic pînă în actual. Ea reprezintă o deplasare de circa 20 km sau $0,2^\circ$ arc la 1 000 000 de ani, datorită unei mișcări relative către est a crustei terestre față de nucleul central al Pămîntului.

În figura 131 este reprodusă o schiță, după Howell și Martinez, în care este redată migrația polilor geomagnetici în timpul erei paleozoice, în raport cu polii geomagnetici actuali.

2.2. Determinări de vîrstă a formațiunilor geologice. Aceasta reprezintă o aplicație posibilă pentru formațiunile nefosilifere, la care vîrsta nu poate fi stabilită pe o altă cale și se bazează pe următoarele:

— Drumul trasat de vectorul magnetizare într-o serie continuă de sedimente poate da o idee asupra ordinei și vitezei de sedimentare.

— Comparația direcțiilor medii de magnetizare la diverse pachete de roci poate conduce la fixarea vîrstei unora, dacă pentru altele (cu vîrstă necunoscută) direcțiile medii sînt identice.

— Comparația direcțiilor medii a magnetizării în diferite continente la roci de aceeași vîrstă geologică conduce la idea unor mișcări relative a continentelor.

¹ A. L u n d b a c k, *Combined analysis of gravimetric and magnetic anomalies and some paleomagnetic results*, Geophys. Prosp., IV, 3, 1956.

² S. K. R u n c o r n, *Applications of the remanent magnetisation of rocks*, Geophys. Prosp., IV, 3, 1956.

— Magnetizările inverse, care apar la intervale de câteva sute de ani, pot de asemenea servi la corelații între orizonturi stratigrafice sau chiar între mase de roci eruptive.

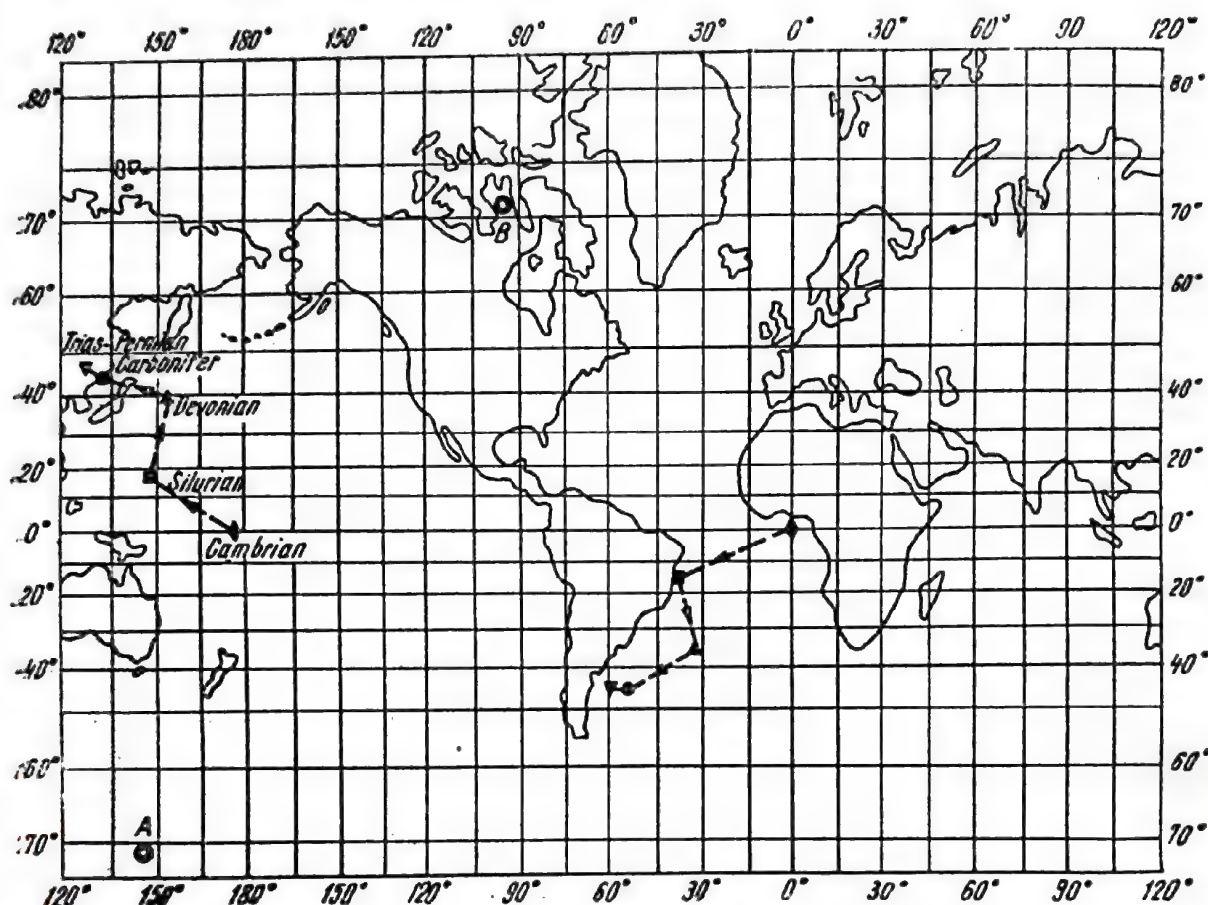


Fig. 131. Poziția medie a polilor geomagnetici în Paleozoic după date de paleomagnetism.

2.3. Determinarea trecutului termic al rocilor. Pe baza direcțiilor de magnetizare se pot reconstitui ciclurile de metamorfism pe care le-au suferit în trecutul geologic masele de roci respective.

Dacă rocile sînt încălzite peste punctul *Curie* în diferitele cicluri de metamorfism, diversele minerale care apar se vor magnetiza după direcții diferite. Determinarea acestor direcții diferite de magnetizare poate conduce la reconstituirea trecutului termic al rocilor, adică a numărului ciclurilor de metamorfism.

Ultimele două aplicații ale determinării magnetizării rocilor sînt deocamdată în stadiu experimental. Punerea la punct a unei metodici adecvate în rezolvarea acestor probleme geologice va adăuga noi criterii, de data aceasta paleomagnetice, care vor mări numărul posibilităților de rezolvare în cercetarea geologică privind unele probleme complicate care deocamdată nu au o soluție satisfăcătoare.

CAPITOLUL XXI

METROLOGIA RADIĂȚILOR ȘI EMANAȚIILOR
ÎN PROSPECȚIUNEA ȘI CAROTAJUL RADIOACTIV

Aparatura pentru prospecțiunea radiometrică și carotajul radioactiv este construită fie în scopul punerii în evidență a radiațiilor emise de distribuția elementelor radioactive din subsol (prin metoda ionizării sau prin cea a scintilației), fie în scopul punerii în evidență a emanațiilor în aerul la sol legate de această distribuție de masă radioactivă.

1. METODE ȘI APARATE DE MĂSURĂ
PENTRU RADIĂȚII

1.1. **Metode de ionizare.** Aceste metode se bazează pe acțiunea ionizantă a radiațiilor asupra aerului atmosferic sau a unui amestec de gaze convenabil ales.

Aparatele folosite pentru aplicarea acestei metode sînt de două tipuri, și anume: camere de ionizare și contoare Geiger-Müller.

1.1.1. **Camere de ionizare.** Părțile componente principale ale acestor aparate sînt reprezentate de o cameră de ionizare cilindrică și un electroscop sau electrometru.

a) **Camera de ionizare cilindrică.** În figura 132 este reprezentată schița de principiu a unei camere de ionizare cilindrică. Ea se compune dintr-un cilindru metalic închis 1, în interiorul căruia intră o tijă metalică 3, care are funcțiunea de electrod colector. Izolarea electrodului colector de pereții camerei cilindrice se face cu ajutorul unui izolator 2 din chihlimbar sau cuarț topit, a inelului metalic de protecție 4 și a izolatorului secundar 5 confecționat din ebonită sau plexiglas.

Datorită acțiunii radiațiilor care pătrund în camera cilindrică, mediul gazos din aceasta se ionizează și transmite o sarcină electrostatică (echivalentă gradului de ionizare) electrodului colector.

Măsura tensiunii electrice astfel create va reprezenta măsura gradului de ionizare, respectiv a intensității radiațiilor care au pătruns în camera de ionizare.

b) **Electroscopae.** Electroscopaele sînt aparate electrostatice, a căror funcțiune este de a determina o tensiune electrică măsurabilă, bazîndu-se pe interacțiunea dintre conductoarele încărcate care se găsesc plasate într-un câmp electric.

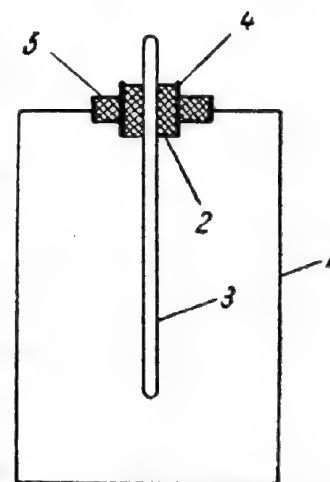


Fig. 132. Cameră de ionizare cilindrică

Un aparat din această categorie este reprezentat de *electroscopul cu torsiune*, model sovietic SG-2M, a cărui schiță de principiu o prezentăm în figura 133, atât în vedere laterală (stînga) cît și de sus (dreapta). Acesta este compus dintr-un corp metalic cilindric 5, în interiorul căruia se găsește un fir de cuarț metalizat, în formă de cruce 1, întins între inelul confecționat tot dintr-un fir de cuarț 2 și electrodul metalic 3, fixat la rîndul lui în izolatorul 4. Firul de cuarț este prevăzut cu un indicator 8. În corpul electroscopului sînt practicate două ferestre, una pentru microscop 6 și a doua pentru iluminarea scalei microscopului 7.

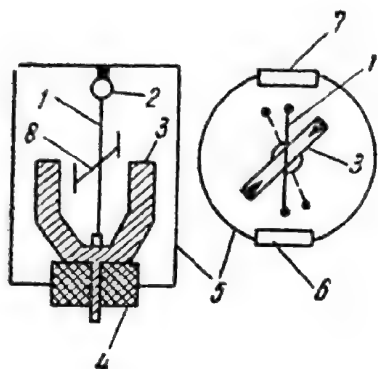


Fig. 133. Electroscopul cu torsiune model SG-2M

Este de specificat că metalul care acoperă firul de cuarț este în contact cu electrodul metalic 3.

Atunci cînd este aplicată o sarcină electrică electroscopului, brațul orizontal al crucii firului de cuarț împreună cu indicatorul 8 va fi respins de cuțitele (părțile proeminente) electrodului, deviația indicatorului citită la microscop fiind proporțională cu valoarea sarcinii aplicate.

c) *Electrometre*. Electrometrele sînt aparate electrostatice asemănătoare cu electroscopurile, dar care necesită o alimentare suplimentară cu tensiune electrică.

Un tip de aparat din această categorie este *electrometrul cu torsiune* model SG-1M. Schița de principiu a acestui aparat este reprodusă în figura 134 în vedere laterală (stînga) și de sus (dreapta).

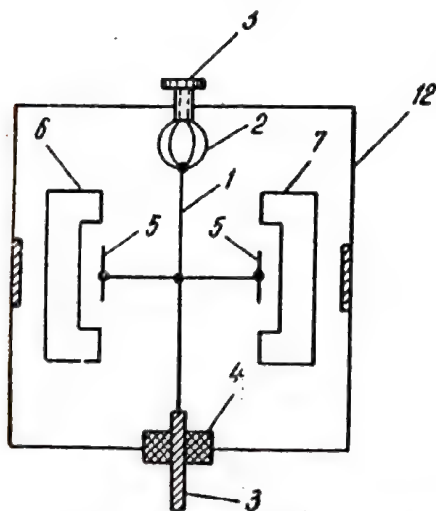


Fig. 134. Electrometrul cu torsiune model SG-1M.

Aparatul are un corp metalic 12 de formă cilindrică. În centrul acestuia și în poziție verticală se găsește firul de cuarț metalizat 1, în formă de cruce, fixat la partea superioară de bastonaș de cupru 3 prin intermediul arcurilor de cuarț 2 și la partea inferioară de un al doilea bastonaș de cupru 3 izolat

de pereții aparatului cu ajutorul izolatorului de chihlimbar 4. Pe brațul orizontal al crucii firului se găsesc fixați indicatorii 5. În interiorul electrometrului mai sînt electrozii metalici notați cu 6, 7, 8 și 9, a căror polaritate este indicată în figura 134 (dreapta). Aplicarea tensiunii la electrozii metalici se face cu ajutorul barelor 13 și 14, legătura între acestea și electrozi fiind izolată de corpul metalic cu ajutorul izolatorilor de chihlimbar 10 și 11. În corpul aparatului sînt practicate ferestrele 15 și 16, una pentru iluminare și cealaltă pentru observarea indicatorului 5, cu ajutorul unui microscop.

Deplasarea brațului orizontal al firului la aplicarea unei tensiuni electrice se stabilește ca deplasarea unuia din indicatori față de poziția netorsionată a firului (în absența tensiunii de aplicat).

Avantajul mare al electrometrului cu torsiune este că indicațiile pe care le furnizează sînt independente de înclinarea aparatului.

De dată relativ recentă a apărut un alt tip de aparat din această categorie, și anume *electrometrul cu tub electronic*, în care amplificarea curentului de descărcare sau a tensiunii electrice se face cu ajutorul unui tub electronic.

d) *Camera de ionizare pentru prospecțiunea radiometrică*. Camerele de ionizare au fost folosite inițial pentru detectarea radiațiilor α și abia în ultima vreme a fost extinsă aplicarea lor și la celelalte radiații.

În figura 135 prezentăm schița unei camere de ionizare pentru prospecțiunea radiometrică bazată pe radiații α . Aparatul este constituit dintr-o cameră de ionizare deschisă la partea inferioară 1, în interiorul căreia intră bara de dispersiune 5, care este în același timp electrod colector pentru camera de ionizare și tijă pentru electrometru, a cărei casetă este 2. Bara de dispersiune este izolată de corpul electrometrului și a camerei de ionizare cu ajutorul izolatorului 4. La partea superioară a barei de dispersiune sînt fixate două foițe, a căror deviație poate fi determinată pe o scară gradată 7. În interiorul electrometrului intră de asemenea bara de încărcare 6, izolată și ea de caseta acestuia.

Dacă electrometrul este încărcat prin bara de încărcare (cu ajutorul unei baterii uscate), foițele vor căpăta un anumit unghi de dispersiune. Pentru aceeași sursă electrică și în mediu neradioactiv, unghiul de deviație al foițelor va fi același.

Dacă aparatul este așezat pe un mediu radioactiv (de exemplu pe sol, în cursul prospecțiunii radiometrice), atunci unghiul de deviație al foițelor se va modifica datorită ionizării aerului din camera de ionizare, sub acțiunea radiațiilor emise de mediu.

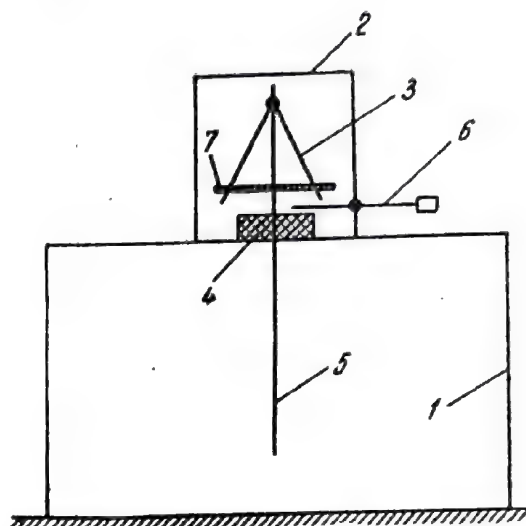


Fig. 135. Cameră de ionizare pentru prospecțiunea radiometrică.

Variațiile unghiului de deviație, măsurate în diviziuni de scară, sînt proporționale cu intensitatea radiațiilor în diferite puncte unde se face măsurătoarea și reprezintă măsura acestora.

În ultima vreme este folosită pe scară din ce în ce mai largă măsurarea directă a curentului de descărcare al electroscopului, în loc de citirea variațiilor unghiului de dispersiune al foietelor.

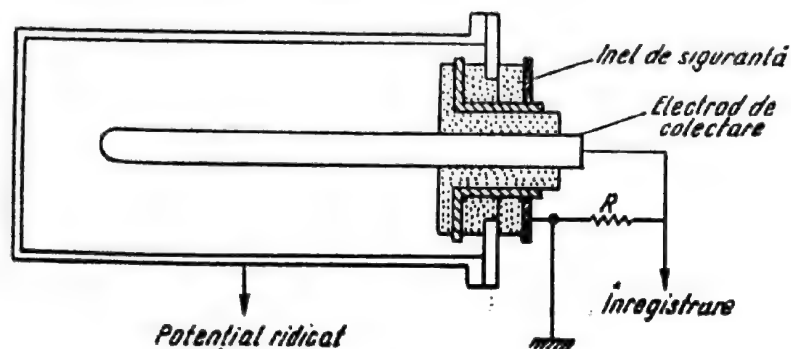


Fig. 136. Schema unei camere de ionizare

(azot, argon etc.) la presiune de circa 100 atm. Sub acțiunea radiațiilor γ se produce ionizarea gazului din interior. Curentul de descărcare, proporțional cu intensitatea radiațiilor, este amplificat și înregistrat la suprafață.

1.1.2. Contoare Geiger-Müller. Acestea sînt aparate care folosesc ionizarea unui amestec gazos, de compoziție dată și menținut la o presiune constantă într-o cameră închisă.

În figura 137 este prezentată schema de principiu a acestui aparat. El este compus dintr-un tub Geiger-Müller și un dispozitiv de amplificare și numărare a descărcărilor electrice în tub. Tubul Geiger-Müller este reprezentat de un balon de sticlă 3, în care se găsește un amestec de argon, vapori de alcool și acetat de amil, la o presiune de la 8—760 mm Hg.

În interiorul balonului se găsesc doi electrozi, între care este menținută o diferență de potențial mare, de ordinul a 1 000 V. Anodul este reprezentat de un fir metalic de wolfram sau molibden, iar catodul de un cilindru metalic care îl înconjură. Alimentarea electrozilor se face prin intermediul rezistenței 4 și a redresorului de înaltă tensiune 5.

Tubul Geiger-Müller este conectat la numărătorul electromecanic 8, prin intermediul amplificatorului 6 și a demultiplicatorului 7.

Sub acțiunea radiațiilor, gazul din tubul Geiger-Müller se ionizează și mediul devinind bun conducător se produce o descărcare electrică între cei doi electrozi. Descărcarea produce un impuls în grila de comandă a tubului de intrare care este amplificat și înregistrat. În modul acesta, aparatul poate număra particule individuale și de aceea a căpătat denumirea de contor.

Numărul de descărcări în unitatea de timp este proporțional cu intensitatea radiației.

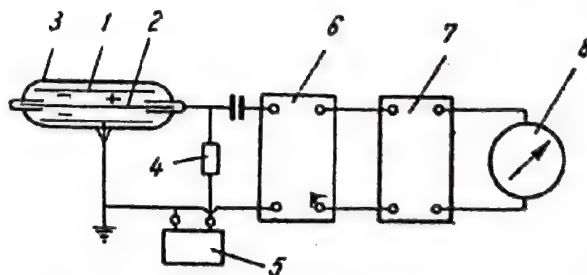


Fig. 137. Contorul Geiger-Müller

Există contoare Geiger-Müller pentru radiații β și γ .

În general nu se lucrează cu un singur contor Geiger-Müller, ci cu ansambluri de astfel de aparate numite *radiometre*. Dintre tipurile folosite pe scară largă în practica prospecțiunii radiometrice amintim următoarele:

Radiometrul UR-4, de construcție sovietică, construit numai pentru determinarea radiațiilor γ . Aparatul are un receptor de radiații care conține trei contoare Geiger-Müller cu catodi de cupru, umpluți cu argon și un compus al metilului. Contoarele sînt amplasate într-un tub amovibil, prevăzut cu un baston telescopic, pentru cercetarea mai comodă a punctelor greu accesibile.

Receptorul de radiații este conectat printr-un cordon flexibil la cutia de comandă, în care sînt amplasate elementele circuitului de amplificare-înregistrare a aparatului și sursele de alimentare. Pe panoul superior al cutiei este situat un aparat de măsurat curentul (microampermetru), destinat să măsoare numărul mediu de descărcări în unitatea de timp care iau naștere în receptorul de radiații.

Radiometrul mai are de asemenea o cască telefonică amovibilă, a cărei scop este indicarea auditivă a impulsurilor. Operatorul circulă pe teren în cursul prospecțiunii cu casca la ureche și se oprește pentru determinarea exactă a intensității radiațiilor numai în locurile unde numărul de descărcări pe care le aude în cască depășește zgomotul dat de fondul radiometric al regiunii.

Greutatea totală a radiometrului UR-4 este de 4,8 kg.

Radiometrul RP-1, de asemenea de construcție sovietică, este destinat determinării intensității radiațiilor β sau γ sau a radiațiilor β și γ global.

Aparatul are un dispozitiv amovibil — receptor de radiații — care conține un contor pentru radiații γ . Receptorul are o husă superioară demontabilă, care se scoate atunci cînd ne interesează să măsurăm și intensitatea radiațiilor β .

Receptorul de radiații este conectat la o cutie de comandă, care conține elementele circuitului de amplificare-înregistrare, sursele de alimentare, casca telefonică și microampermetrul, la care deviația acului este proporțională cu frecvența medie a impulsurilor care vin de la receptor.

Un aparat de o deosebită importanță în prospecțiunea radiometrică, tot de construcție sovietică, este *Stația aero-geofizică complexă ASGM-25*, care permite înregistrarea simultană din avion a cîmpului de radiații γ și a cîmpului geomagnetic, cu înregistrarea continuă a altitudinii de zbor.

Stația este compusă din:

— Un aero-radiometru, care conține o casetă cu 36—72 contoare γ de tip VS-9 conectate în paralel, o cutie de comandă cu dispozitivul de amplificare și un subansamblu de înregistrare automată a indicațiilor aparatului, compus dintr-un microampermetru, care servește drept indicator vizual al intensității radiațiilor, și un bloc de înregistrare automată cu un microampermetru înregistrator cu ac-peniță și o bandă de hîrtie de înregistrare antrenată de un mic motor electric.

— Un aero-magnetometru pentru determinarea variațiilor intensității cîmpului geomagnetic T , de tipul *reactor saturabil*, descris la capitolul 17.

— Un altimetru înregistrator al altitudinii reale de zbor.

Greutatea totală a aparatului este de 130 kg. Stația aero-geofizică complexă ASGM-25 permite obținerea de date de informare cu privire la distribuția câmpului de radiații γ și a câmpului geomagnetic într-un timp scurt, cu acoperirea de suprafețe mari, ceea ce reprezintă un mare avantaj.

1.2. Metode de scintilație. Anumite cristale, cum sînt cele de sulfură de zinc, tungstat de calciu, antracen, naftalen, iodură de sodiu, taliiu activat cu iodit de sodiu etc., au proprietatea de a absorbi radiațiile și de a emite scînteii luminoase, al căror număr în unitatea timp este proporțional cu intensitatea radiației. Aceste scînteii sînt detectate de un tub fotomultiplicator și înregistrate, pentru care motiv aparatele poartă numele de contoare cu scintilație.

Contoarele cu *scintilație* sînt mult mai sensibile decît contoarele G e i g e r M ü l l e r; sensibilitatea lor este mai mare de peste 100 de ori. Ele mai prezintă marele avantaj că pot determina cantitativ intensitatea radiațiilor γ , putînd face analiza dacă radiațiile sînt produse de U sau Th.

Un aparat de largă aplicare este *radiometrul de teren cu scintilație SG-42*, de construcție sovietică. Acesta este compus dintr-un dispozitiv sondă amovibil, construit din aluminiu, care conține un cristal luminescent de iodură de sodiu, un multiplicator fotoelectric și circuitele de amplificare. Dispozitivul sondă este conectat cu un cordon flexibil la blocul de măsurare, care conține dispozitivul de măsurare, generatorul de tensiune și sursele de alimentare.

2. METODE ȘI APARATE DE MĂSURĂ PENTRU EMANAȚII

Emanometria determină, prin metoda ionizării, concentrația radonului sau toronului în probe de aer din sol.

Pentru luarea probelor de aer din sol se sapă o gaură, care, în mod obișnuit are o adîncime de 2 m și un diametru de 1" (ϕ 25,4 mm) în care se introduce o țevă sau se folosește un trepan special care se bate în pămînt. Țeava sau trepanul sînt legate cu un furtun de cauciuc la o pompă cu piston, care are funcțiunea de a aspira aerul din sol și de a-l refula în emanometru.

Aparatul cel mai des folosit la noi în țară în acest scop este *Emanometrul SG-11*, de construcție sovietică. Acesta este compus dintr-o cameră de ionizare și un electrometru SG-1M.

Camera de ionizare are o formă cilindrică și este împărțită în două semi-camere demontabile, prevăzute cu robinete de intrare și ieșire, astfel încît este asigurată umplerea lor cu aerul aspirat din sol, precum și posibilitatea înlocuirii rapide a acestuia sau curățirii camerei în cazul contaminării ei cu produse ale dezintegrării emanațiilor.

Electrometrul tip SG-1M măsoară curentul de ionizare care ia naștere în cameră în cursul dezintegrării radioactive a emanației.

Există și posibilitatea de determinare separată a emanațiilor de radon și thoron în aerul din sol, folosind două camere de ionizare ușor înlocuibile.

Trebuie precizat că în domeniul construcției de aparatură pentru prospecțiunea radiometrică există și prețioase contribuții românești; acestea privesc îndeosebi radiometre pentru probleme speciale, cu un factor de sensibilitate foarte ridicat și sînt folosite cu bune rezultate de către unitățile operative.

3. METODICA ȘI TEHNICA PROSPECȚIUNII RADIOMETRICE

Vom da mai jos cîteva relații asupra modului cum sînt organizate, conduse și executate lucrările de prospecțiune radiometrică pentru rezolvarea problemelor geologice puse acestui gen de prospecțiune geofizică.

3.1. Felul lucrărilor de prospecțiune radiometrică. În funcție de caracterul și obiectivul problemei geologice, lucrările de prospecțiune radiometrică pot fi:

3.1.1. Lucrări de recunoaștere, care furnizează date generale informative, pe baza cărora se pot delimita unitățile geologice și raiona zonele interesante sau de perspectivă economică pentru zăcăminte de minerale radioactive. În rezolvarea acestor probleme se folosește:

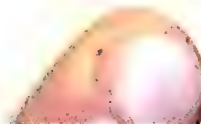
Aero-radiometria, fie utilizînd un radiometru montat cu direcția sensibilității maxime perpendiculară pe axa avionului, fie două radiometre montate de o parte și de alta a avionului, fie stația aero-geofizică complexă ASGM-25;

Radiometria pe sol cu aparatură autopurtată, utilizînd o aparatură asemănătoare fixată la bordul unui autovehicul.

3.1.2. Lucrări de detaliu, care urmăresc conturarea zăcămintelor de minerale radioactive sau rezolvarea unor probleme geologice de structură locală. Aparatura folosită este reprezentată, după caz, de radiometre, sau emanometre, de toate tipurile descrise anterior. Ea este purtată de operatori care execută o cartare în suprafață în puncte situate la distanță mică, de ordinul zecilor de metri și de preferință dispuse într-o rețea geometrică, pentru acoperirea cît mai uniformă a zonei de cercetat.

3.1.3. Lucrări de mare detaliu, al căror scop este efectuarea de studii intensive, în puncte la distanță de cîțiva decimetri sau metri și în zone restrînse, cum ar fi deschideri geologice, galerii, puțuri etc., pentru precizarea de amănunt a limitelor zăcămintelor în cursul prospecțării, explorării sau chiar a exploatării lor.

Așa cum reiese din capitolul precedent, efectuarea determinării intensității radiațiilor sau emanațiilor este în general o operație simplă și se reduce la citirea corectă a indicațiilor unui microampermetru în punctele în care se staționează pentru măsurătoare. Prelucrarea datelor de măsurare în vederea construirii hărților sau profilurilor de rezultate ale prospecțiunii radiometrice este însă ceva mai complicată, deoarece comportă aplicarea unor corecții care urmăresc eliminarea unor efecte independente de acela al distribuției elementelor radioactive din subsol, singura care prezintă interes din punct de vedere geologic.



3.2. Corecțiile care se aplică determinărilor radiometrice brute sînt următoarele:

3.2.1. Corecția „de zero” sau de „fond radiometric” a măsurărilor. Această corecție urmărește eliminarea a trei efecte deosebite pe care le înregistrează aparatura radiometrică, și anume:

a) *Efectul razelor cosmice*. În urma bombardamentului cu particule cu sarcină electrică pozitivă (protoni) pe care îl suferă atmosfera terestră ia naștere o radiație secundară, constituită din electroni, mezoni, fotoni etc., care poartă numele de raze cosmice. Aceste radiații, care au energie și putere de penetrație mare, produc un efect ce nu poate fi ecranat total, ci numai diminuat în intensitate de pereții aparaturii și care este, parțial, așa cum s-a spus, înregistrat de aceasta.

b) *Efectul radioractiv al aparatului însuși*. Materialele din care sînt confecționate diversele aparate radiometrice conțin urme de elemente radioactive care nu au putut fi îndepărtate în procesul metalurgic și tehnologic. Acestea dau naștere unui efect slab însă existent, care reprezintă de fapt o constantă a fiecărui aparat.

c) *Efectul formațiunilor geologice, neinteresante din punct de vedere economic*. Toate rocile din natură conțin în proporții mici elemente radioactive, care creează un câmp radioactiv regional de intensitate mică, ce de asemenea este înregistrat de aparate.

Pentru determinarea valorii corecției de zero, în zonele în care se execută prospecțiuni radiometrice se efectuează măsurători repetate în puncte în care nu sînt surse radioactive puternice, efectuate la diverse ore ale zilei, în zile cu diferite condiții meteorologice și dacă este posibil chiar în diverse anotimpuri. Media generală a tuturor acestor determinări reprezintă corecția *de zero* sau corecția *de fond radioactiv* pentru zona de prospectat și valoarea ei este scăzută din valorile determinate în punctele de măsurare.

3.2.2. Corecția de altitudine, care urmărește eliminarea efectului de creștere a intensității razelor cosmice cu altitudinea.

3.2.3. Corecția de latitudine geomagnetică. Intensitatea razelor cosmice crește cu latitudinea geomagnetică, deoarece fasciculul de raze cosmice care vine din spațiul interplanetar intrînd în câmpul magnetic terestru este abătut în cea mai mare parte către poli geomagnetici. Această corecție se aplică numai în lucrările radiometrice regionale, care cuprind regiuni întinse mult de-a lungul meridianelor geomagnetice, deoarece variația intensității razelor cosmice cu latitudinea geomagnetică este în general destul de mică în raport cu latitudinea.

3.2.4. Corecția de relief. Emisiunea radiațiilor în procesul dezagregării radioactive, ca și circulația emanațiilor legate de elementele radioactive din interiorul subsolului către suprafața solului, este comandată în parte și de formele de relief de la suprafață. Din acest motiv, dis-

tribuția cîmpului radioactiv la suprafața solului este funcție și de formele de relief, a căror efect este eliminat prin aplicarea acestei corecții, a cărei evaluare, în general, se face cu destule dificultăți.

Aplicarea celor patru corecții indicate mai sus conduce la obținerea valorilor corectate ale intensității cîmpului de radiații la suprafața solului, valori care sînt folosite apoi în reprezentarea grafică sau cartografică a rezultatelor prospecțiunii radiometrice. În general, rezultatele acestei prospecțiuni sînt prezentate fie sub formă de profiluri de variație, fie sub forma de hărți, cu curbe de egală valoare, numite curbe izorade, adică curbe de egal efect radioactiv.

Valorile finale corectate pot fi exprimate în număr de descărcări/1 min (dacă se folosesc radiometre cu contoare Geiger-Müller, în număr de scînteii/1 min (dacă se folosesc radiometre cu scintilație), în diviziuni unghiulare sau în intensitate a curentului de descărcare (dacă se folosesc camere de ionizare) sau în emani (valoarea unei diviziuni a scării microscopului electrometrului la măsurarea unei probe de aer cu o concentrație de radon anumită, dacă se folosesc emanometre); pentru a asigura posibilitatea unificării tuturor hărților radiometrice la ridicarea cărora se pot folosi diverse aparate, s-a introdus o altă unitate de exprimare a rezultatelor, care, deși nu are o semnificație fizică directă, are în schimb avantajul generalității, și anume numărul de multipli de corecție zero.

4. METODICA ȘI TEHNICA PROCEDEELOR DE CAROTAJ RADIOACTIV

Procedeele de carotaj radioactiv, indiferent de metoda folosită, presupun o aparatură constituită în principal din următoarele:

— Un dispozitiv de fund, a cărui funcțiune principală este de a produce un semnal electric, proporțional în intensitate cu fenomenul radioactiv care trebuie studiat.

— Un cablu electric, a cărui funcțiune principală este de a conduce semnalul electric de la dispozitivul de fund la suprafață; totodată, cu ajutorul cablului și a unui troliu pe care acesta se înfășoară, este realizată coborîrea și ridicarea dispozitivului de fund din gaura de sondă.

— Un echipament de suprafață, a cărui funcțiune principală este de a transforma variațiile semnalului electric într-o curbă înregistrată fotografic.

Detaliile privind realizarea aparaturii vor apărea la prezentarea procedelor de carotaj radioactiv.

4.1. **Carotajul intensității radiației γ naturale (I_γ).** Carotajul intensității radiației γ naturale (carotaj γ natural) realizează înregistrarea variațiilor intensității acestei radiații de-a lungul găurii de sondă. Cum intensitatea



acestei radiații este funcție de conținutul în elemente radioactive ale diverselor tipuri de roci, cu ajutorul variațiilor înregistrate ale acestei mărimi, este posibil de diferențiat și separat stratele și complexele străbătute de gaura de sondă.

Schema de principiu a unei instalații de carotaj radioactiv pentru intensitatea radiației γ naturale este reprodusă în figura 138, *a*.

Ea este compusă dintr-un dispozitiv de fund 1, constituit la rândul lui din detectorul de radiații γ naturale 3, blocul de amplificare prealabilă în circuitul detectorului 4 și generatorul de înaltă tensiune 5; cablul 2; echipamentul de suprafață, compus din amplificator și blocul de formare al impulsurilor 6, celula integratoare 7, aparatul de înregistrare 8 și blocul de alimentare 9.

Detectorul de radiații poate fi o cameră de ionizare sau un grup de contoare Geiger-Müller ori de scintilație.

Înregistrarea se face în mod continuu, la ridicarea dispozitivului de fund. Ridicarea se face cu ajutorul troliului montat pe un camion și acționat

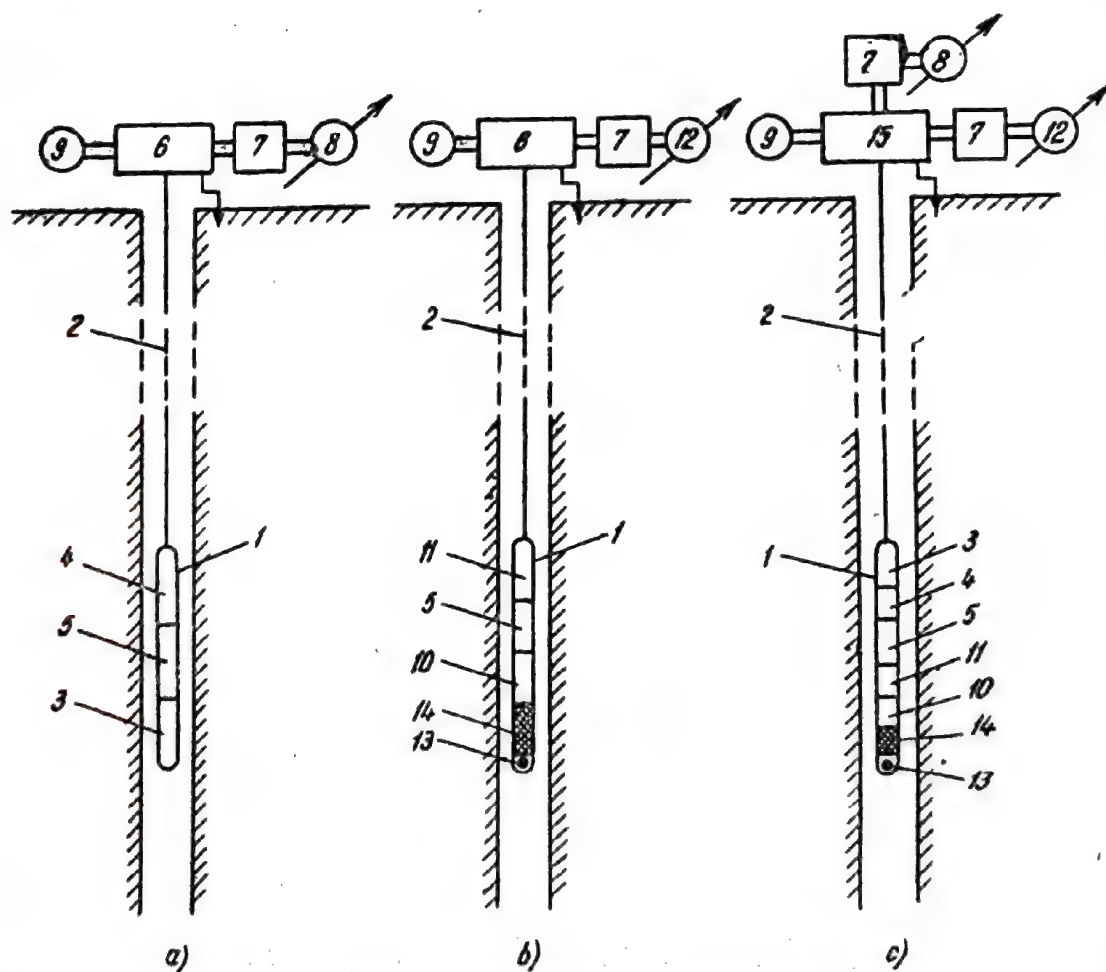


Fig. 138. Schemele de principiu ale instalațiilor de carotaj radioactiv.

printr-o transmisie auxiliară de către motorul acestuia. La rotirea troliului, cablul se mișcă acționând un scripete calibrat în legătură cu un dinamometru, cu ajutorul cărora se determină adâncimea la care se găsește dispozitivul de fund la orice moment în cursul operației.

Înregistrarea are loc în aparatul de înregistrare pe hîrtie fotografică și furnizează o diagramă de variație a intensității radiației γ naturale, pe care diferențierea stratelor sau complexelor cu conținut diferit în elemente radioactive apare sub formă de anomalii de maxim sau de minim I_γ , în raport cu o valoare medie de bază a înregistrării.

4.2. Carotajul intensității radiației γ secundare ($I_{n\gamma}$). Carotajul intensității radiației γ secundare (carotaj γ neutronic sau carotaj $n-\gamma$) realizează înregistrarea variațiilor intensității acestei radiații de-a lungul găurii de sondă.

Schema unei astfel de instalații este reprodusă în figura 138, *b*. Ea este compusă dintr-un dispozitiv de fund 1, constituit la rîndul lui din sursa de neutroni 13, ecranul de plumb 14, detectorul de radiații γ secundare 10, generatorul de înaltă tensiune 5 și blocul amplificării prealabile 11; cablul 2; echipamentul de suprafață compus din amplificator și blocul de formare a impulsurilor 6, blocul de alimentare 9, celula integratoare 7 și aparatul pentru înregistrarea radiației γ secundare.

Ecranul de plumb 14 are funcțiunea de a proteja detectorul de radiații de influența radiațiilor γ primare ale sursei de neutroni, care însoțesc uneori fluxul de neutroni.

Sursa de neutroni este de obicei reprezentată de un amestec de săruri de radiu și beriliu sau de poloniu și beriliu; sub acțiunea radiației α a radiului sau poloniului, beriliul se transformă în carbon, punînd în libertate neutroni rapizi care creează fluxul de neutroni cu care este bombardată stratificația.

Detectorul de radiații γ secundare are o construcție asemănătoare cu a celui folosit la înregistrarea intensității radiațiilor γ naturale (cameră de ionizare, contori Geiger-Müller ori de scintilație), cu deosebire că sensibilitatea lui este de 2—3 ori mai mică, deoarece intensitatea radiației γ naturale este mai mare ca a celor secundare, mai ales dacă se folosesc surse puternice de neutroni.

În practică, variația intensității radiației γ naturale și secundare se face simultan. Pentru aceasta, aparatura pentru cele două tipuri de carotaj radioactiv este unificată. Schema de principiu a unei astfel de aparaturi unificate este reprodusă în figura 138, *c*.

4.3. Carotajul intensității neutronice (I_{nT} și I_{ns}). Carotajul intensităților neutronice de energie termică I_{nT} și supratermică I_{ns} (carotaj neutron-neutronic sau carotaj $n-n$) realizează înregistrarea variațiilor intensității fluxului de neutroni lenți, care se reîntorc în dispozitivul de fund după bombardarea stratificației cu neutroni rapizi.

Schema de principiu a aparaturii este la fel cu aceea folosită la carotajul intensității radiației γ secundare.

Detectorul conține o cameră de ionizare umplută cu fluorură de bor. Neutronii lenți pătrunzând în camera de ionizare sînt captați de nucleele de bor; borul se transformă în litiu, reacție care este însoțită de emisiunea unei radiații α ce ionizează gazul din camera de ionizare, ionizarea care este proporțională cu intensitatea fluxului de neutroni lenți.

Precauții deosebite trebuie luate pentru ecranarea detectorului, pentru ca acesta să nu fie influențat direct de neutronii lenți primari care provin de la sursa de neutroni. Pentru aceasta, între sursă și detector se montează ecrane de parafină sau alte substanțe bogate în hidrogen, de grosime astfel calculată, încît să captureze întreg fluxul de neutroni care provine direct de la sursa de neutroni.

4.4. Carotajul intensității radiației γ dispersate ($I_{\gamma\gamma}$). Carotajul intensității radiației γ dispersate (carotaj $\gamma-\gamma$) realizează înregistrarea variațiilor acestei mărimi, ca urmare a procesului de dispersie diferențiată a radiațiilor γ primare de către diferitele strate sau complexe de roci traversate de gaura de sondă.

Schema de principiu a instalației pentru acest tip de carotaj radioactiv este asemănătoare cu aceea folosită de carotajul γ neutronic.

Sursa de radiații γ primare este fie cu cobalt, fie cu beriliu sau deuteriu iradiat.

Detectorul de radiații $\gamma-\gamma$ conține de obicei un contor Geiger-Müller sau un contor cu scintilație. Ecranarea detectorului de sursa de radiații γ primare, pentru a nu fi influențat direct de acestea, se realizează printr-un ecran de plumb. Este de precizat că intensitatea radiației $\gamma-\gamma$ fiind mai mare decît a radiației γ primare, sensibilitatea detectorului poate fi mai mică decît a aceluia folosit la carotajul γ natural.

În afară de metodele de carotaj radioactiv prezentate mai sus, mai există și altele de aplicabilitate mai restrînsă, care sînt folosite în problemele speciale de separare a stratelor sau a complexelor sau în probleme legate de tehnica forajului. Acestea sînt:

— *Carotajul intensității radiațiilor γ a izotopilor radioactivi-trasori ($I_{\gamma,iz}$),* realizat prin înregistrarea intensității radiației γ produsă de stratificația activată radioactiv, după o spălare intensă a găurii de sondă cu un noroi neactiv.

— *Carotajul lateral $n-\gamma$,* realizat prin mărirea distanței de investigație a metodei folosind dispozitive de fund cu mai multe lungimi L_n (distanța între sursă de neutroni și detector).

— *Carotajul radioactivității induse sau a activării dirijate,* realizat prin înregistrarea intensității radiației γ de activare ($I_{\gamma,act}$), după trecerea unui interval de timp de la bombardarea stratificației cu un flux de neutroni, ca urmare a diferiților izotopi radioactivi formați în roci.

Diversele procedee de carotaj radioactiv, așa cum au fost prezentate mai sus, se aplică cu o metodică și tehnică comparabilă. Instalațiile de carotaj

radioactiv sînt montate pe autodube speciale, dotate cu un troliu și o cameră obscură care conține echipamentul de înregistrare și instalația de dezvoltare a diagramelor de carotaj.

Metodele de carotaj radioactiv au fost introduse la noi în țară relativ recent (după 1950), iar volumul acestor lucrări a crescut continuu, lărgindu-se permanent natura problemelor geologice pe care aceste procedee de cercetare a găurilor de foraj le poate rezolva.

CAPITOLUL XXII

APARATURA PENTRU PROSPECȚIUNEA SEISMOMETRICĂ

Față de toate celelalte metode de prospecțiune geofizică, *prospecțiunea seismometrică* necesită o aparatură mult mai numeroasă și mai complicată. Acest utilaj numeros și complicat trebuie să realizeze, pe de o parte, producerea în anumite puncte a unor unde elastice cu anumite caracteristici definite și, pe de altă parte, înregistrarea sosirilor la suprafață a acestor unde, după ce au fost deviate în subsol de limitele de separație.

În cele ce urmează vom da o descriere succintă a operațiilor principale pe care le comportă tehnica prospecțiunii seismometrice, precum și a principiilor de funcționare a aparaturii folosită în acest scop.

1. PRODUCEREA UNDELOR ELASTICE

Producerea undelor elastice se face cu ajutorul unor explozii, provocate în general în găuri de adîncime mică.

1.1. Locul de producere al exploziilor. Ceea ce este de o deosebită importanță în alegerea locului de producere al exploziilor este ca întreaga sau, în orice caz, cea mai mare parte a energiei de șoc produsă prin explozie să poată fi folosită în scopul prospecțiunii seismometrice, cu alte cuvinte să dea naștere la unde elastice, care să aibă suficientă energie pentru a se propaga în subsol și a se înapoia (după ce au fost deviate din drumul lor) la suprafață cu energia necesară înregistrării lor.

Soluția folosită pe scară mai largă este aceea de a plasa încărcătura de explozie în *roca vie*. Pentru aceasta se impune folosirea unor găuri de împuș-

care, care să străbată întreaga grosime a păturii superficiale a solului sau a formațiunilor de suprafață (soluri, zona de alterație a formațiunilor, depozite aluvionare pe văi, depozite de terasă și îndeosebi pachete de pietrișuri din acestea etc.), care prezintă în general o absorbție mare a energiei undelor elastice. Această pătură de suprafață poartă numele de *zona de viteze mici* sau pe scurt *ZVM*.

Dacă zona de viteze mici este subțire, găurile se pot face cu burghie de foraj manuale; în caz contrar se folosește o instalație de foraj de mică adâncime, autopurtată. Găurile de împușcare se lasă deschise dacă rezistența terenului este suficient de mare sau se tubează dacă terenul se surpă.

Adâncimea găurilor variază de la o regiune la alta, în funcție de grosimea zonei de viteze mici. Adâncimea medie este de 20—25 m pe teritoriul țării noastre, însă în cazuri particulare atinge 40—50 m.

Pentru evitarea operațiilor de foraj care necesită un timp important și atrag după sine cheltuieli însemnate și care conduc la ridicarea prețului de cost în operațiile de prospecțiune seismometrică, în ultima vreme au fost încercate alte soluții, cum ar fi, de exemplu, așezarea încărcăturii de explozie pe suprafața solului în mai multe puncte dispuse pe periferia unei figuri geometrice cu simetrie centrală (cerc, două cercuri concentrice, poligon inscriptibil etc.) sau așezarea încărcăturii de explozie în aer în mai multe puncte situate într-o rețea geometrică regulată (metoda de împușcare în aer a lui *P o u l t e r*). Recent se experimentează în străinătate producerea șocului generator de unde elastice nu cu ajutorul unei explozii, ci prin căderea liberă a unei greutăți mari pe suprafața solului de la o anumită înălțime.

1.2. Explozibilul. Explozibilul folosit în mod curent este *d i n a m i t a*. Cantitatea de dinamită sau *ș a r j a* variază de la o regiune la alta, în funcție de caracteristicile elastice ale rocilor și formațiunilor geologice care o constituie și de metoda seismometrică folosită. În mod curent, pentru prospecțiunile seismometrice care folosesc metoda undelor reflectate, șarja de explozibil variază de la câteva sute de grame la câteva zeci de kilograme; pentru metodele seismometrice care folosesc unde refractate, șarjele de explozibil sînt mult mai mari, atingînd în mod frecvent ordinul sutelor de kilograme.

Încărcătura de explozibil este coborîită la fundul găurii, după care gaura este burată cu apă, pentru ca energia produsă prin explozie să nu se piardă pe gaură.

1.3. Producerea exploziei. Producerea exploziei se realizează prin amorsarea șarjei de dinamită cu ajutorul unei capse electrice, în circuit cu un explozor (mic generator de curent electric continuu) acționat manual. Sînt folosite în practică și alte surse de curent pentru amorsarea electrică a capselor, cum ar fi, de exemplu, acumulate, însă mai puțin indicate, deoarece în acest caz sînt posibile mai ușor accidente. Folosirea explozorului reprezintă în același timp un „dispozitiv de securitate a muncii”, deoarece curentul electric nu poate să apară în circuitul capsei decît în momentul în care acesta este acționat (funcționarea lui fiind manuală).

1.4. Înregistrarea momentului exploziei. Înregistrarea momentului exploziei este deosebit de importantă pentru stabilirea intervalului de timp care se scurge între producerea și revenirea la suprafață a undelor elastice.

Pentru realizarea înregistrării momentului exploziei se folosește un circuit electric, prin care circulă un curent și care este rupt (curentul electric întrerupt) în momentul în care se produce explozia. Acest circuit poate înfășura șarja de dinamită sau conține o a doua capsă care este amorsată o dată cu cea a șarjei, ultima soluție este însă mai puțin fericită, deoarece capsulele au în general întârzieri de timp la amorsare și care introduc erori în stabilirea corectă a momentului exploziei.

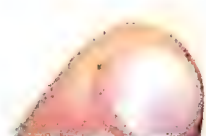
Momentul exploziei este înregistrat pe seismogramă împreună cu impulsurile corespunzătoare sosirilor undelor elastice. Pentru înregistrare, circuitul electric al capsei este în legătură cu aparatura de înregistrare, el reprezentând de fapt un canal seismic fără geofon.

La lucrările de seismică-reflexie, legătura cu aparatura de înregistrare se face direct prin cablu; la cele de seismică-refracție legătura se face prin instalație de radio.

După cum se poate constata din cele de mai sus, producerea undelor elastice este o operație complicată. Ea comportă un utilaj special (autosondeză pentru forajul găurilor de împușcare, autocisternă pentru transportul apei necesară noroiului de foraj și burării găurilor, autopuscă sau mașină de dinamitare necesară pentru transportul dinamitei, capselor, prăjinilor de coborîre a șarjei în gaură, explozorului etc. și o mașină de transport pentru materiale, scule și personalul necesar operațiilor de mai sus). De asemenea necesită personal calificat (maiștri-sondori, sondori, maiștri-artificieri, artificieri), precum și un număr destul de mare de muncitori necalificați care ajută la executarea operațiilor. În cazul în care rocile din regiune sînt mai dure, pentru a se putea asigura numărul de găuri corespunzătoare capacității instalației de înregistrare, este necesară dublarea sau chiar triplarea schimburilor la utilajul de mai sus și, în unele cazuri, dublarea utilajului. Toate acestea fac ca costul operațiilor de mai sus să intre cu o pondere foarte mare în prețul de cost al prospecțiunii seismometrice, prin valoarea mare a amortismentului și reparațiilor utilajului, a materialelor (explozibil, benzină etc.), a manoperei, transportului etc. Din acest motiv alegerea metodicii și tehnicii de lucru privind producerea undelor elastice în prospecțiunile seismometrice trebuie făcută cu foarte multă grijă, pentru a rezolva cu eficiență problema geologică, fără a ridica însă costul lucrărilor peste strictul necesar. Pentru aceasta, proiectarea lucrărilor de prospecțiune seismometrică trebuie făcută întotdeauna cu multă competență, aceasta fiind cea mai scumpă dintre toate metodele de prospecțiune geofizică.

2. ÎNREGISTRAREA SOSIRII UNDELOR ELASTICE LA SUPRAFAȚA SOLULUI

Al doilea element esențial pentru determinarea intervalului de timp este momentul sosirii undelor elastice la suprafața solului, după ce au fost deviate de limitele de separație din subsol. Aceasta se realizează prin înregis-



trarea acestor momente pe o diagramă specială numită *seismogramă* (pe care se înregistrează și momentul exploziei așa cum s-a precizat mai sus), cu ajutorul unei instalații speciale care poartă numele de *instalație de înregistrare*.

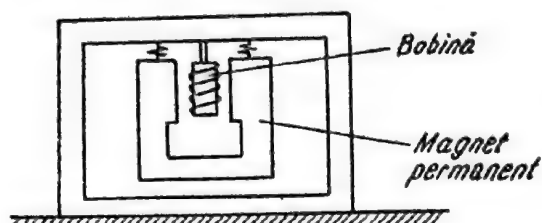


Fig. 139. Schema de principiu a geofonului electromagnetic.

Părțile esențiale ale aparaturii de înregistrare sînt următoarele:

Geofonii. Rolul geofonului este de a transforma deplasările solului care apar la sosirea undelor elastice din subsol în variații de curent electric.

Geofonii se fixează pe sol în anumite puncte, după un dispozitiv anumit, în funcție de metoda și tehnica folosită unde dorim să înregistrăm sosirile undelor elastice din subsol.

Cel mai mult folosit este *geofonul electromagnetic* cu bobină fixă, a cărui schemă de principiu este reprodusă în figura 139. Acesta este constituit dintr-o bobină solidară cu corpul geofonului, care este plasată în câmpul magnetic produs de un magnet permanent sau de un electromagnet suspendat cu arcuri de corpul acestuia. Când solul intră în vibrație la sosirea undelor elastice se produce un șoc în corpul geofonului, în urma căruia magnetul intră în oscilație și în bobină ia naștere un curent de inducție a cărui forță electromotrice este proporțională cu viteza de oscilație a magnetului.

Există și tipuri de geofoni cu magnet fix și bobină mobilă. Principiul de funcționare al acestora este identic cu al tipului descris mai sus.

Indiferent de modul de construcție, funcțiunea geofonului este aceea de a transforma energia elastică a solului în energie electrică.

Amplificatoarele. Acestea sînt montaje electronice destul de complicate care funcționează pe principiul amplificatoarelor folosite în radiofonie, cu scopul de a realiza două funcțiuni și anume:

- amplificarea curentului electric care ia naștere în geofoni;
- filtrajul de frecvență, adică amplificarea curentului electric generat de oscilațiile solului produse de undele utile prospecțiunii seismometrice (de reflexie, sau refracție, ambele longitudinale) care se găsesc într-un anumit domeniu util de frecvențe purtînd numele de bandă de frecvență, și micșorarea cît mai mult a intensității curentului electric generat de oscilațiile solului produse de unde perturbante, neinteresante pentru prospecțiune (unde de suprafață, unde transversale etc.).

Regulatorul de amplitudine. Acesta poate fi automat sau semiautomat. În general, aparatura modernă este înzestrată cu ambele tipuri.

Rolul regulatorului de amplitudine este de a suprima puternic amplificarea pentru o perioadă de timp, care urmează imediat sosirii la suprafață a undelor elastice foarte puternice (care generează în geofoni un curent electric de intensitate mare), pentru ca impulsurile care interesează prospecțiunea seismometrică și care sînt înregistrate pe seismogramă să fie clare și să poată ieși în evidență.

Regulatorul de amplitudine mai poartă numele de *automat volum control* sau mai simplu AVC.

Mixerul. Acest dispozitiv are rolul de a realiza selecția spațială la înregistrarea impulsurilor pe seismogramă, producând o nivelare reciprocă a amplitudinilor pe seismogramă atunci când undele sosesc aproape concomitent, și o micșorare a înregistrării atunci când undele nu sosesc concomitent. Acest lucru este posibil prin alimentarea fiecărui galvanometru nu cu curentul care vine de la geofonul respectiv și care a fost în prealabil amplificat, ci cu un curent de valoare medie pentru mai mulți geofoni învecinați, operație pe care o face mixerul.

Galvanometrii. Rolul galvanometrilor este de a transforma variațiile de curent electric generate în geofoni de vibrațiile solului și proporționale cu intensitatea undelor elastice care revin la suprafață, amplificate și reglate de restul aparaturii din nou în deplasări.

În principiu, un galvanometru este constituit dintr-o bobină înfășurată pe un cadru dreptunghiular, suspendată vertical de partea fixă a lui prin două fire sau panglici de torsiune, unul din aceste fire având fixată pe el o mică oglindă. Bobina se găsește plasată în câmpul magnetic creat de un magnet permanent sau de un electromagnet. La variațiile intensității curentului electric care vine de la geofon, bobina se rotește și o dată cu ea și oglinda solidară cu firul de suspensie a ei.

Complexul geofon — amplificator — aparatura intermediară (automat volum control, mixer) — galvanometru poartă numele de *canal seismic*.

Camera de înregistrare. Are funcțiunea de a realiza înregistrarea seismogramelor, adică a diagramelor care conțin atât momentul exploziei cât și impulsurile produse de revenirea la suprafață a undelor elastice la fiecare geofon în parte.

Camera de înregistrare conține 2 tamburi, dintre care unul liber pe ax și al doilea antrenat în rotație cu ajutorul unui motor cu arc sau a unui motor electric, pe care este înfășurată o bandă de hîrtie fotografică de lățime 90—200 mm. Hîrtia se desfășoară de pe tamburul liber, fiind trasă de cel în rotație. Pe seismogramă se înregistrează mișcarea spoturilor luminoase care provin de la un sistem de fascicule de lumină produse de un bec electric și reflectate respectiv de oglinzile fiecărui galvanometru; în paralel cu acestea este înregistrat și momentul exploziei printr-un sistem analog, cu ajutorul canalului fără geofon.

Dispozitivul de marcarea a timpului sau timer. Pentru evaluarea intervalelor de timp scurse între momentul exploziei și sosirile undelor elastice din subsol, pe seismogramă sînt înregistrate totodată marcare de timp, în mod obișnuit la 0,01 s sau 0,005 s; în modul acesta, intervalele de timp pot fi determinate prin interpolare între marcare cu o precizie de 0,001 s, ceea ce este cu totul satisfăcător pentru asigurarea preciziei necesare în prospecțiunea seismometrică.

Dispozitivul de marcarea a timpului conține un diapazon întreținut electric (care vibrează cu o perioadă constantă), care controlează un motor electric, sincron, pe axul căruia se găsește fixat un disc cu fante radiale (a 10-a fantă este ceva mai lată pentru ca urma ce va apărea pe seismogramă să fie mai groasă în scopul ușurării evaluării intervalelor de timp). Fasciculul luminos generat de un bec electric cade pe disc și pătrunde prin fanta din



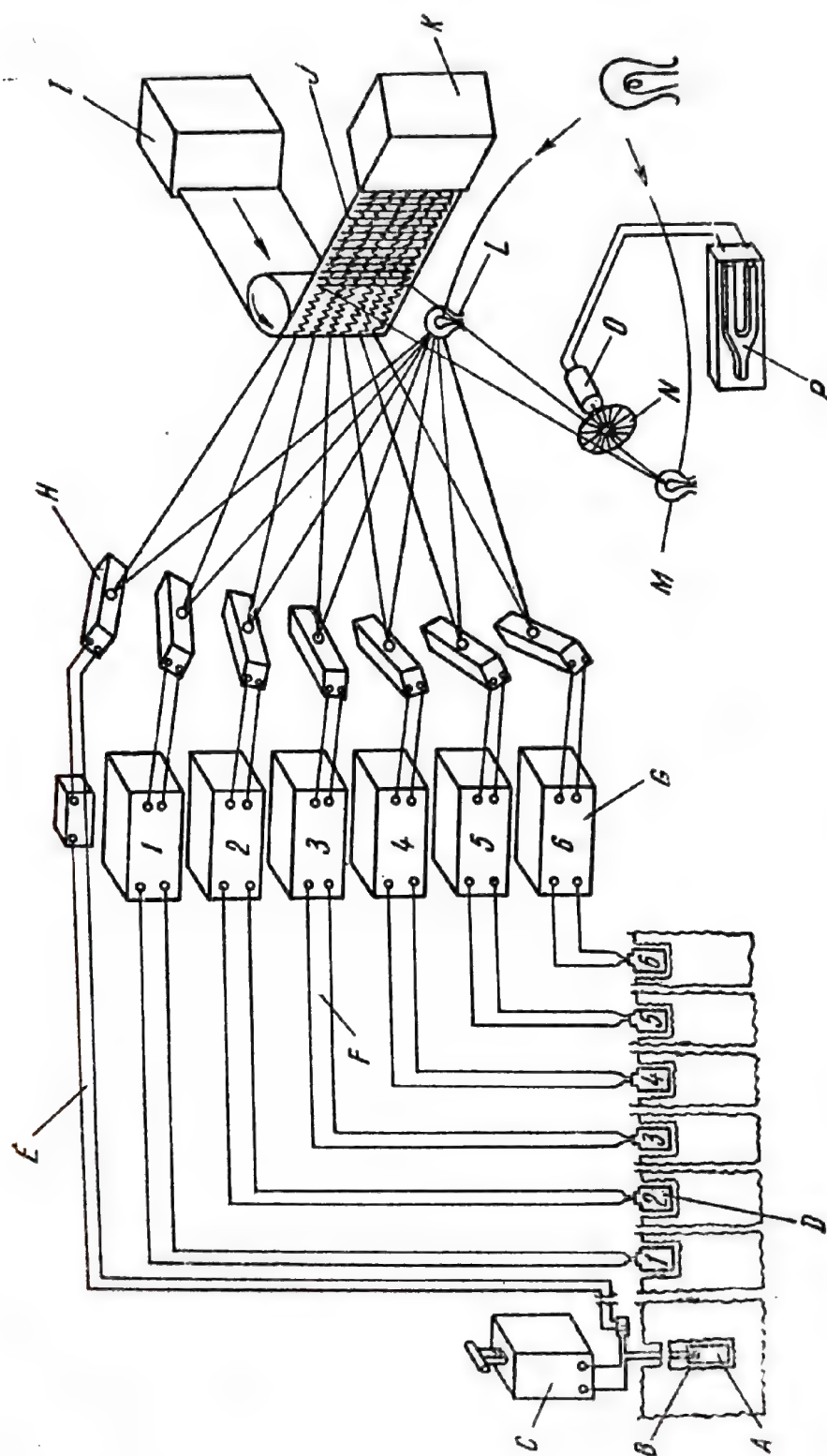


Fig. 140. Schema de principiu a aparaturii pentru prospecțiunea seismometrică.

poziția verticală a acestuia, impresionînd hîrtia fotografică sub forma unei linii transversale pe seismogramă.

În figura 140 este reprodusă schema de principiu a unei aparaturi pentru prospecțiunea seismometrică conținînd 6 canale. Producerea undelor elastice este reprezentată prin șarja de explozibil *A*, cu capsă electrică *B* coborîte în gaura de explozie și legate prin cablu la explozor *C*. De la circuitul de amor-sare a exploziei pleacă și canalul seismic fără geofon *E*, care se termină cu galvanometrul *H*. Cele 6 canale seismice *F* conțin geofonii *D*, amplificatoare cu aparatura intermediară de reglaj *G* și se termină cu galvanometre *H*. Fasciculele luminoase generate de becul electric *L* cad pe oglinzile celor șapte galvanometre, de unde sînt reflectate pe seismogramă *J*, care se desfășoară de pe tamburul liber *I*, și se înfășoară pe tamburul antrenat în rotație *K*. Tot pe seismogramă se înregistrează simultan cu oscilațiile spoturilor luminoase de la galvanometre și marcajele de timp, prin impresionarea hîrtiei fotografice cu spotul liniar, care trece prin discul cu fante *N*, datorită fasciculului de lumină creat de becul de iluminare *M*. Antrenarea în rotație cu viteză constantă a discului cu fante este făcută de motorul electric sincron *O* controlat de diapazonul întreținut electric *P*.

În afară de geofoni, restul întregii aparaturi de înregistrare a sosirilor undelor elastice este montat pe un autovehicul special carosat ca dubă, care servește și drept cameră obscură pentru dezvoltarea seismogramelor.

Aparatura de înregistrare pentru prospecțiunea seismometrică poate avea un număr diferit de canale seismice. Există în momentul de față aparatură de înregistrare cu 6, 12, 24, 26, 48 sau 60 canale. În țara noastră sînt folosite în momentul de față, pe scară mai mare stațiile de înregistrare SS-24-48 și SS-26-52, cu 24, respectiv 26 de canale.

Pentru a ușura înțelegerea modului de construcție și de funcționare a aparaturii de înregistrare seismică, dăm în cele ce urmează o descriere mai detaliată a stației sovietice SS-24 P cu 24 de canale.

Stația seismică SS-24 P permite prospecțiunea seismometrică prin metoda undelor reflectate sau refractate și în regiunile cu relief accidentat, deoarece poate fi transportată într-un turism și eventual chiar pe jos. Greutatea totală a aparaturii este de 300 kg și este asamblată în blocuri separate de cîte circa 30 kg. Această aparatură poate fi utilizată în orice anotimp al anului, funcționînd în bune condiții de la -10°C la $+50^{\circ}\text{C}$ temperatură și la o umiditate atmosferică pînă la 90%.

În figura 141 este prezentată schița schemei de ansamblu a stației de înregistrare SS-24 P. Se poate observa în figura blocul de alimentare *I*, constituit din două baterii de acumulate, panoul de comandă *II* cu priza de pămînt *VI* și care conține și instalația telefonică *V* prin care se face legătură cu grupa de împușcare de la gaura de sondă, camera de înregistrare *III* care conțin galvanometre, dispozitivul de înregistrare și de marcarea a timpului și grupul de amplificare și de reglare a curentului electric generat în geofoni *IV*, format din două baterii de cîte 12 amplificatoare, automat volum controlul și mixerul.



Așa cum s-a precizat mai sus, întreg acest ansamblu ocupă un volum mic, astfel încât poate încăpea într-un autovehicul de tip turism.

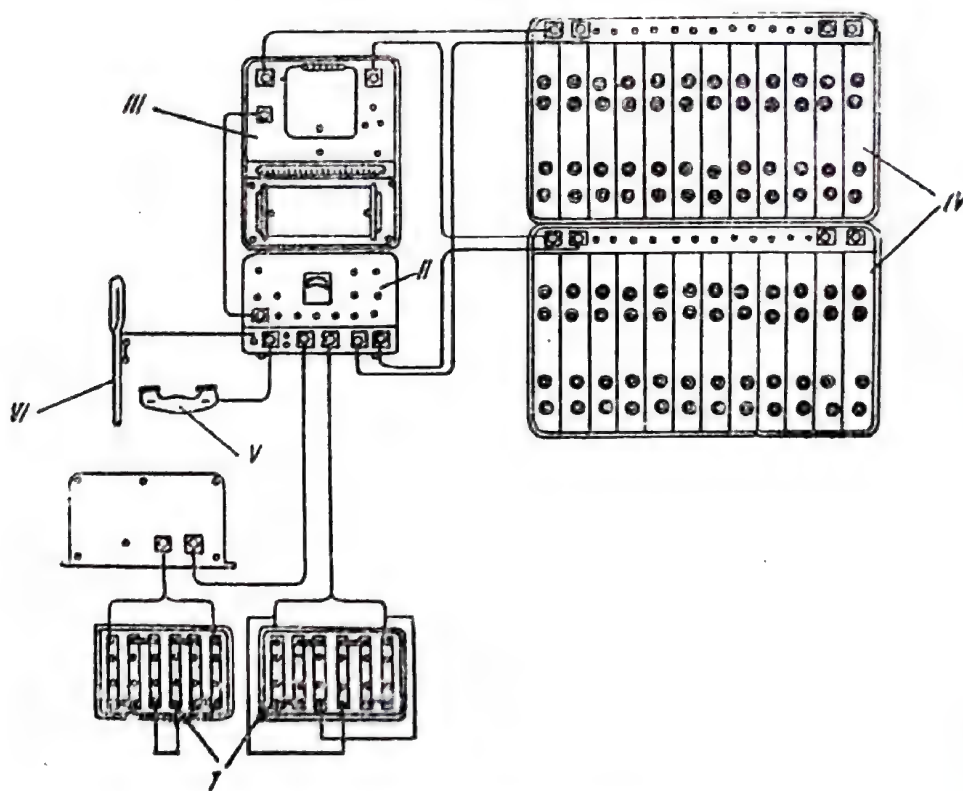


Fig. 141. Schema de ansamblu a stației SS-24 P.

În figura 142 este reprodusă schema instalației electronice de la stația seismică SS-24 P, în care este figurat un amplificator, automat volum controlul și mixerul.

Curentul generat în geofon la sosirea unei elastice intră în instalație prin priza *O*, de unde este trimis la transformatorul de intrare *A*. De la transformator curentul trece la grupul de preamplificare *B*, care reprezintă etajele 1 și 2 de amplificare și care conține în montaj tubul electronic *C* reprezentat de dubla triodă 6N2. Curentul amplificat trece apoi în dispozitivul de filtrare *D*, a cărei funcțiune este să taie frecvențele înalte, adică acelea care depășesc limita superioară a bandei de frecvență utilă la înregistrare. Astfel filtrat în prima etapă, curentul trece printr-o rezistență de valoare mare *E* (5,1 megohmi), după care intră în grupul de amplificare finală, reprezentând etajul 3 de amplificare, și care conține în montaj tubul electronic *F* reprezentat de lampa amplificatoare de putere mică, cu funcțiune de finală 6J1. De aici, curentul merge la transformatorul de ieșire *G*, suportând o a doua filtrare, de data aceasta a frecvențelor joase, adică acelea care au o valoare sub limita inferioară a bandei de frecvență utilă, prin dublul dispozitiv de filtrare *H*, care are câte un filtru atât în circuitul primarului cât și în cel al secundarului transformatorului de ieșire. Cu aceasta se termină dispozitivul de amplificare propriu-zis sau amplificatorul și curentul de la transformatorul

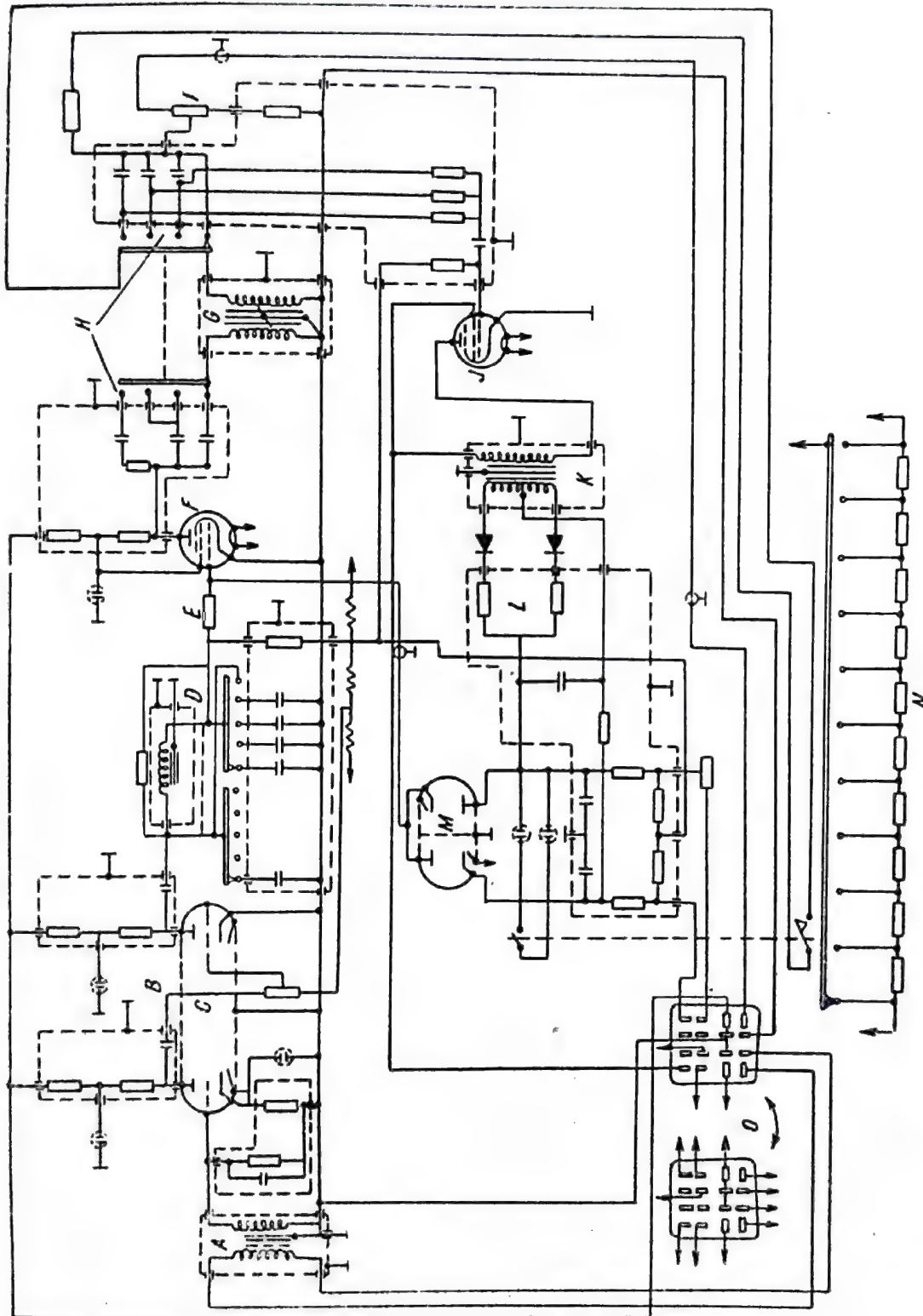


Fig. 142. Schema instalației de amplificare, automat volum controlul și mixaj de la stația SS-24 P.

de ieșire poate merge direct la galvanometru, după ce în prealabil a trecut prin potențiometrul *I*, cu ajutorul căruia se comandă amplificarea maximă și prin mixer.

La filtrul din circuitul secundarului de la transformatorul de ieșire este legat dispozitivul de automat volum control. Curentul electric care intră în aceasta ajunge, în primul rând, la tubul electronic *J*, reprezentat de lampa amplificatoare 6J1, care constituie un prim etaj sau preamplificare. De aici este trimis în transformatorul de defazare *K*, care împreună cu etajul de detecție *L* au funcțiunea de a transforma curentul alternativ într-un curent redresat. Apoi curentul merge la dispozitivul cu tubul electronic *M* reprezentat de dubla

diodă 6H2, care are funcțiune de limiter după care este trimis în amplificator, înainte de rezistența *E*.

Funcțiunea automat volum controlului este, după cum se știe, aceea de a micșora amplificarea atunci când intensitatea semnalului electric venit de la geofon este prea mare și, în acest caz, impulsurile pe seismogramă nu ar mai putea fi determinate cu precizie (fiind mult prea mari). Dacă semnalul electric este de intensitate normală, atunci el urmează procesul de amplificare descris mai sus și este trimis prin mixer la galvanometru. Dacă semnalul este prea intens, atunci intră în funcțiune automat volum controlul, care îi micșorează intensitatea după preamplificare și prima filtrare. Aceasta se realizează în modul următor: la tubul electronic 6H2 este aplicată o diferență de potențial mare, acesta fiind o lampă cu o rezistență electrică interioară foarte mare. Rezistența ei interioară fiind mai mare decât a rezistenței *E*, curentul electric va circula în mod normal pe drumul indicat mai sus, atunci când semnalul este slab, dar dacă el este foarte intens va fi canalizat prin AVC și va da

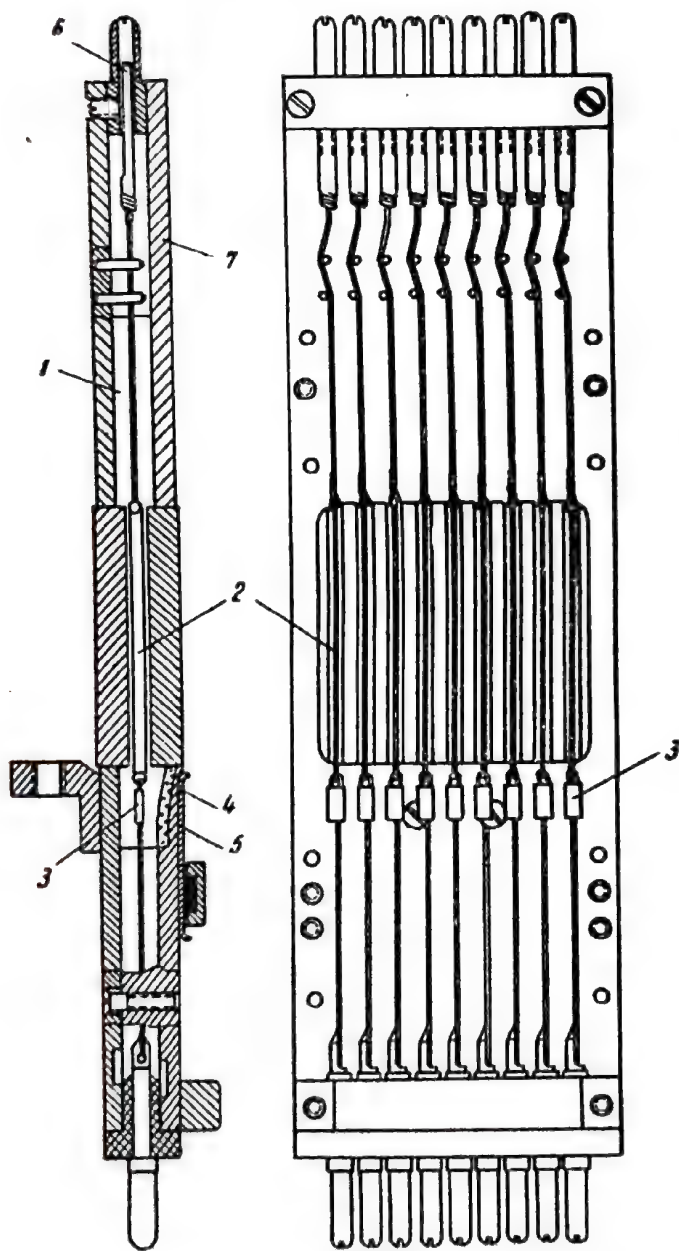


Fig. 143. Secțiune prin galvanometrul de la stația seismică de înregistrare SS-24 P.

naștere unei diferențe de potențial redresată la etajul de detecție L , care, aplicată cu polaritate inversă față de cealaltă, va face ca rezistența interioară a lămpii 6H2 să scadă sub valoarea rezistenței E . Începînd din acest moment, o parte din impulsul electric se va scurge după preamplificare și prima filtrare prin AVC și numai restul (atît cît este necesar) va urma drumul normal în amplificator, și apoi prin mixer la galvanometru. Funcționarea automat volum controlului începe imediat ce apare un semnal de intensitate prea mare, bineînțeles cu o mică întârziere corespunzătoare timpului necesar intrării în funcțiune a ei și se întrerupe atunci cînd semnalele ajung la intensitatea normală.

Curentul electric amplificat de către amplificator, cu sau fără funcționarea automat volum controlului, este trimis apoi în mixerul N , unde se face mixajul egal al energiei fiecărui canal cu a celor două învecinate dintr-o parte și alta a lui, prin împrumuturi reciproce de energie între canale. În modu acesta se realizează nivelarea intensității curentului electric din toate canalele și o dată cu aceasta nivelarea amplitudinii impulsurilor pe seismogramă.

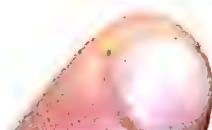
În figura 143 este reprodusă o secțiune prin galvanometrele de la stația seismică de înregistrare SS-24P. La această instalație, galvanometrele sînt montate cîte 9 într-o casetă, stația avînd astfel 3 casete, cu un total de 27 de galvanometre (24 pentru cele 24 de canale, 1 pentru canalul fără geofon care servește la înregistrarea momentului exploziei și 2 de rezervă). În partea stîngă a figurii este prezentată o secțiune printr-un galvanometru, iar în partea dreaptă o secțiune prin caseta cu grupul celor 9 galvanometre. Se pot distinge în această figură părțile componente ale galvanometrului, și anume: panglica de torsiune superioară 1, bobina 2, oglinda 3 fixată pe panglica de torsiune inferioară și capul de torsiune 6, cu ajutorul căruia se reglează tensiunea din panglică. Totul este montat în caseta 7, care este prevăzută cu o fereastră cu lentile 4 în dreptul oglinzii și cu o placă cu fantă 5 care asigură poziția corectă a fascicului de lumină care cade pe oglindă și va fi reflectat de aceasta.

Restul aparaturii de la stația de înregistrare SS-24P nu diferă de a altor tipuri de stații și descrierea ei a fost schițată mai înainte.

Stația SS-24P este aplicată cu succes la prospecțiuni seismometrice în țara noastră.

Aparatura descrisă pînă acum corespunde formei obișnuite folosite în majoritatea lucrărilor de prospecțiune seismometrică. Ea are o utilizare generală în metodele de refracție și este folosită cu succes și în metodele de reflexie pentru determinarea unor forme structurale mai simple.

Necesitatea rezolvării unor probleme geologice mai complicate, cum ar fi, de exemplu, punerea în evidență a unor forme structurale de cutare sau tasare cu înclinări foarte mici ($1-2^\circ$), a accidentelor disjunctive (falii, fracturi) cu săritură mică, a discordanțelor stratigrafice și a efilărilor de strate etc., sau atunci cînd au loc interferențe ale reflexiilor datorită faptului că vin simultan de la ambele flancuri ale unui sinclinal sau de la blocuri răsturnate, ori au loc suprapuneri de reflexii primare cu reflexii multiple etc., a condus la realizarea unei aparaturi cu capacitate de rezolvare în acest sens. Aceasta este reprezentată de *aparatura cu înregistrare magnetică*.



Dispozitivul de înregistrare a impulsurilor conține pentru fiecare canal seismic, în loc de galvanometru, un cap de înregistrare electromagnetic¹. Semnalul electric înregistrat trebuie să fie brut în complexitatea lui, așa cum vine din subsol, fără a fi prelucrat (amplificare, filtrare, mixaj etc.) în dispozitivul de înregistrare, așa cum are loc la aparatura obișnuită. În modul acesta se obține o magnetoseismogramă. Singura precauție care trebuie luată este ca împușcarea să se facă cu o cantitate satisfăcătoare de explozibil, astfel încât magnetoseismograma să conțină cât mai multe informații, ceea ce se stabilește de la caz la caz prin încercări.

Prelucrarea magnetoseismogramelor are loc într-un analizor, prevăzut cu cîte un cap de redare², corespunzător fiecărei urme provenite de la capul de înregistrare respectiv. Cu ajutorul acestuia, semnalele seismice din magnetoseismograme sînt demodulate, amplificate diferențial, reglate, filtrate și mixate în mod diferit, înregistrîndu-se totodată fotografic seismogramele respective. Prin mai multe analizări cu caracteristici diferite are loc separarea undelor utile de cele parazitare și obținerea unor seismograme a căror interpretare să se facă în cele mai bune condiții.

Mai complicată și îndeosebi mai scumpă, aparatura cu înregistrare magnetică prezintă următoarele mari avantaje: eficiență mai înaltă în rezolvarea problemelor geologice și economie mare la consumul de exploziv, deoarece nu este necesară decît o singură împușcare. Mai trebuie adăugat că un analizor are capacitate de prelucrare a magnetoseismogramelor furnizate de mai multe stații cu înregistrare magnetică, ceea ce reduce sensibil valoarea investițiilor.

O altă aparatură specială, folosită la separarea undelor interferate care apar în regiuni cu structură geologică complicată, este *aparatura RNP* sau *aparatura pentru recepție direcțională reglabilă*. Cu această aparatură se realizează separarea undelor singulare, determinarea decalajului de timp și a timpului de sosire (la geofonul central al dispozitivului de recepție folosit) pentru aceste unde.

Aparatura RNP se bazează pe principiul sumării fotoelectrice a înregistrărilor undelor seismice și se folosește cu o stație de înregistrare obișnuită. Ea se compune dintr-un oscilograf de înregistrare transversală, în mod obișnuit de tip OPZ-1, care se conectează la ieșirile a 9 amplificatoare ale stației seismice și care este compus din 9 galvanometre, cu ajutorul cărora se face înregistrarea variațiilor de intensitate a semnalului electric, prin procedeul lățimii variabile, pe un film cinematografic care se deplasează cu o viteză constantă. Se obține astfel o înregistrare pe film, care conține 9 trase cu lățime variabilă și care sînt netransparente. Pentru a se mări numărul de canale, se pot folosi doi sau chiar mai mulți oscilografi cuplați.

Analiza înregistrărilor se face cu ajutorul unui sumator fotoelectric cu pană, obișnuit, de tip FS1-1, cu 9 canale, sau ARNP-2, cu 18 canale de sumare. Sumarea fotoelectrică se face cu diferite decalaje de timp, negative și pozitive,

¹ Asemănător cu acela folosit la magnetofon.

² L. A. Riabinkin, Iu. V. Napalkov, G. N. Putimțev, *Apparatura dlia reguliruemogo napravlennoogo priema seismiceskih voln*, Voprosi regulireumogo napravlennoogo priema (RNP) seismiceskih voln, Gostoptehizdat, Moskva, 1957.

a căror valoare este un multiplu a lui, 0,006 s (în total 31 decalaje), cu ajutorul unui dispozitiv mecanic cu fante. Aceste decalaje de timp corespund la tot atâtea schimbări de direcție a axei de sensibilitate maximă a grupei de geofoni, ale căror înregistrări se sumează. Realizarea sumării are loc prin trimiterea unui fascicul luminos, care cade pe cele 9 (sau multiplu de 9 dacă se folosesc oscilografi cuplați) trase, cu un anumit decalaj de timp între ele; cantitatea de lumină din acest fascicul care trece prin partea transparentă a trasei, cu lățime variabilă, cade pe o fotocelulă unde generează un curent electric de o intensitate proporțională, care este amplificat și filtrat, și apoi trimis la un galvanometru, a cărui deviație este înregistrată. Se obține astfel o bandă de sumare sau o sumogramă, care servește la descifrarea și separarea undelor primare care s-au interferat pe seismogramă, respectiv pe înregistrarea cu trase, de lățime variabilă. Undele primare se manifestă pe sumogramă ca impulsuri ale căror oscilații cresc în amplitudine pînă ating un maxim, și apoi descresc pînă se anulează, manifestate pe 5—6 urme de înregistrare și a căror axă de sinfază este verticală.

În țara noastră sînt folosite de cîțiva ani atît stații cu înregistrare magnetică cît și aparatură RNP, cu bune rezultate în rezolvarea problemelor geologice complicate.

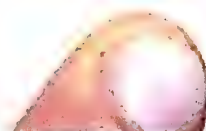
CAPITOLUL XXIII

METODE DE PROSPECȚIUNE SEISMOMETRICĂ BAZATE PE REFRACTIA UNDELOR ELASTICE

Așa cum s-a arătat în capitolul precedent, atunci cînd la suprafața solului se produce o explozie, apar unde elastice (dintre care utile pentru prospecțiunea seismometrică sînt numai cele longitudinale), care se propagă în întreg semispațiul inferior reprezentat de subsol.

În funcție de direcția razei de undă cu care pleacă din punctul de explozie vom distinge:

- unda de suprafață, care va călători prin limita de separație dintre sol și aer (reprezentată de suprafața pămîntului);
- unde care vor fi reflectate de limita sau limitele de separație din subsol;
- unda reflectată total de prima limită de separație din subsol, care, căzînd pe limita de separație sub un unghi de incidență egal cu cel critic, va călători prin limita de separație și se va reîntoarce la suprafață sub același unghi critic față de limita de separație;



— unde refractate de limitele de separație superioară și care, căzînd pe limita de separație imediat următoare, sub un unghi de incidență egal cu unghiul critic respectiv, se vor reîntoarce la suprafață sub același unghi critic față de limita de separație;

— unde refractate de limitele de separație și care se propagă în continuare în subsol.

Dintre toate aceste unde longitudinale care se propagă în subsol, sînt folosite la metodele de prospecțiune seismometrică bazate pe refracția undelor, numai unda directă (sau undă de suprafață) și undele reflectate total. Metoda cea mai simplă și care a fost folosită în exclusivitate pînă în ultimii ani, bazată pe folosirea acestor două tipuri de unde care se propagă în subsol, poartă numele de *metoda primelor sosiri*.

1. FUNDAMENTAREA TEORETICĂ ȘI RELAȚIILE CANTITATIVE

Avînd în vedere marea folosire în practică a metodei primelor sosiri, vom prezenta în cele ce urmează principiile fundamentale de aplicare a acesteia și relațiile cantitative care derivă din ele.

1.1. Cazul unei limite de separație orizontală. Să presupunem că în subsol există o limită de separație orizontală, care desparte două medii omogene și izotrope din punct de vedere elastic, caracterizate prin vitezele de propagare a undelor elastice v_1 , respectiv v_2 , și densitățile δ_1 și δ_2 . Raporturile dintre valorile numerice ale parametrilor fizici de mai sus sînt $v_1 < v_2$ și $\delta_1 < \delta_2$. Să presupunem că într-un punct de pe suprafața solului se produce o explozie. În acest caz vor apărea unde elastice care vor avea fronturi de undă sferice și raze de undă drepte, deoarece mediile sînt omogene și izotrope. Dacă pe un profil liniar care trece prin punctul de explozie se va înșira la o anumită echidistanță un număr oarecare de geofoni, atunci, după un anumit interval de timp din momentul exploziei, vor sosi la aceștia atît unda directă cît și unda reflectată total de limită de separație. Prima undă care va sosi la un geofon, oricare dintre acestea două, va fi însă funcție de distanța x , la care se

găsește geofonul respectiv față de punctul de explozie. Din acest punct de vedere vom distinge trei cazuri, și anume:

a) La geofonii mai apropiați de punctul de explozie, prima undă care va sosi va fi unda directă, deoarece, deși circulă cu viteza cea mai mică (v_1), parcurge drumul cel mai scurt între punctul de explozie și geofon. Dacă notăm cu T_1 timpul scurs între momentul exploziei și sosirea undei directe la geofon și cu x distanța aces-

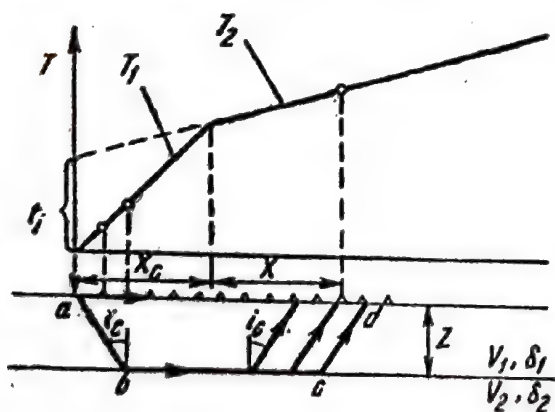


Fig. 144. Metoda primelor sosiri pentru cazul unei limite de separație orizontală

tuia față de punctul de explozie, atunci (considerînd că unda călătorește după o lege identică cu aceea a mișcării uniforme) vom avea relația

$$T_1 = \frac{x}{v_1}. \quad (289)$$

b) La geofonii situați la o distanță mare față de punctul de explozie, prima undă care va sosi va fi unda reflectată total, care parcurge drumul $a-b-c-d$ (v. fig. 144), deoarece ea se propagă în cea mai mare parte a drumului (călătorind în limita de separație) cu viteza v_2 , care este mai mare ca v_1 . Valoarea timpului T_2 care se scurge între momentul exploziei și sosirea unei unde reflectate total la geofonul respectiv va fi dată de relația

$$T_2 = \frac{\overline{ab}}{v_1} + \frac{\overline{bc}}{v_2} + \frac{\overline{cd}}{v_1}. \quad (290)$$

Din figura 144 se poate deduce cu ușurință că:

$$\overline{ab} = \overline{cd} = \frac{z}{\cos i_c} \quad (291)$$

și

$$\overline{bc} = x - 2z \cdot \operatorname{tg} i_c. \quad (292)$$

Se poate scrie deci, combinînd relațiile (290), (291), (292),

$$T_2 = \frac{\frac{z}{\cos i_c}}{v_1} + \frac{x - 2z \cdot \operatorname{tg} i_c}{v_2} + \frac{\frac{z}{\cos i_c}}{v_1} \quad (293)$$

sau

$$T_2 = \frac{2z}{\cos i_c \cdot v_1} + \frac{x \cdot \cos i_c - 2z \cdot \sin i_c}{\cos i_c \cdot v_2}. \quad (294)$$

Înmulțind primul termen din membrul al doilea cu v_2 și al doilea cu v_1 , grupînd convenabil termenii, simplificînd și ținînd cont de relațiile $\cos^2 \alpha = 1 - \sin^2 \alpha$ și $\sin i_c = \frac{v_1}{v_2}$ se obține în final:

$$T_2 = \frac{x}{v_2} + \frac{2z \cdot \cos i_c}{v_1}. \quad (295)$$

Relațiile (289) și (295) care leagă valorile intervalelor de timp T_1 și T_2 de distanța x a geofonului, respectiv față de punctul de explozie, de adîncimea z a limitei de separație și de vitezele v_1 și v_2 ale celor două medii din subsol în care se propagă undele elastice ($\cos i_c$ fiind în fond tot o expresie a vitezelor v_1 și v_2) poartă numele de *ecuații drum-timp* sau *ecuațiile hodografului undelor refractate*.

c) Există însă un geofon sau un punct pe profilul geofonilor, la care ajunge simultan atît unda directă cît și unda reflectată total. Pentru acest punct vom avea evident egalitatea:

$$T_1 = T_2. \quad (296)$$

Distanța la care se găsește acest punct față de punctul de explozie se notează cu x_c și poartă numele de *distanță critică de refracție*.

Pentru acest punct vom avea relația

$$\frac{x_c}{v_1} = \frac{x_c}{v_2} + \frac{2z \cdot \cos i_c}{v_1} \quad (297)$$

Relația (297) este deosebit de importantă, deoarece ea permite rezolvarea problemei prospecțiunii seismometrice pe baza undelor refractate, în cazul unei limite de separație orizontală, adică determinarea adâncimii z a limitei de separație. Rezolvarea relației (297) în raport cu z se poate face dacă se pot determina în prealabil valorile lui x_c , v_1 și v_2 , lucru care este posibil, deoarece aceste mărimi sînt determinate implicit în elementele măsurate prin prospecțiunea seismometrică, adică intervalele de timp între momentul exploziei și primele sosiri la geofoni.

Pentru determinarea valorilor lui x_c , v_1 și v_2 se construiește *hodograful undelor refractate*. Relațiile dintre intervalul de timp a primei sosiri (T_1 sau T_2) și distanța x a geofonului, respectiv la punctul de explozie, sînt relații liniare. Ecuația (289) reprezintă ecuația unei drepte care trece prin origine și are panta $1/v_1$, iar ecuația (294) reprezintă ecuația unei drepte care taie axa T la valoarea $2z \cdot \cos i_c / v_1$ și are panta $1/v_2$. Dacă se reprezintă grafic aceste relații într-un sistem de coordonate, cu originea în punctul de explozie, și în care se înscriu în abscisă distanțele x ale geofonilor și în ordonată valorile timpilor primelor sosiri la aceștia, se obține *hodograful undelor refractate*, care are aspectul a două segmente de dreaptă (v. fig.144). Din hodograf se obțin imediat mărimile respective, și anume:

- v_1 — din valoarea pantei segmentului de hodograf care trece prin origine;
- v_2 — din valoarea pantei segmentului de hodograf care nu trece prin origine;

x_c — ca valoare a distanței la care se găsește punctul comun de pe ambele segmente ale hodografului (punctul la care hodograful se frînge).

Cu ajutorul acestor mărimi se calculează $\cos i_c$, folosind valorile lui v_1 și v_2 și apoi adâncimea z , folosind relația (297).

O altă metodă de calcul a adâncimii z la care se găsește limita de separație orizontală se bazează nu pe distanța critică x_c , ci pe așa-numitul *timp de intercepție*.

Este definit ca *timp de intercepție* t_i valoarea determinată la hodograf pe axa timpilor la care este tăiată această axă de prelungire a segmentului cu pantă $1/v_2$. Valoarea acestei mărimi este dedusă din relația (295), în care se face $x = 0$ și este

$$t_i = \frac{2z \cdot \cos i_c}{v_1} \quad (298)$$

iar adâncimea z este dată de relația

$$z = \frac{t_i}{2} \cdot \frac{v_1}{\cos i_c} \quad (299)$$

De obicei, în practică, atunci cînd avem o singură limită de separație orizontală se folosesc pentru control ambele metode de calcul a adîncimii, respectiv relațiile (297) și (299).

1.2. Cazul mai multor limite orizontale de separație. În acest caz, așa cum se vede din figura 145, vor fi mai multe unde reflectate total de limitele de separație, după ce în prealabil au pătruns prin refracție în mediul superior al limitei respective. În figura 144 este figurat numai drumul undelor refractate care ajung la suprafață simultan cu unda directă corespunzătoare. Hodograful undelor refractate pentru acest caz va avea aspectul unei linii poligonale, la care panta fiecărui segment va fi egală cu inversul valorii vitezei de propagare a undelor elastice în mediul inferior al limitei de separație corespunzătoare.

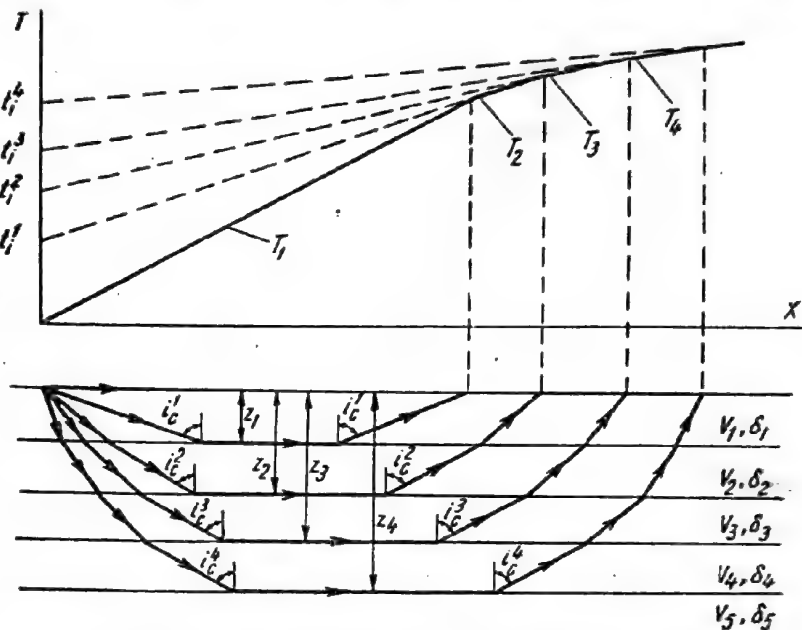


Fig. 145. Metoda primelor sosiri pentru cazul mai multor limite de separație orizontale.

Calculul adîncimii z_k a unei limite de separație oarecare se face prin metoda timpilor de interceptie. Dacă notăm cu t_i^k valoarea timpului de interceptie corespunzător limitei de separație respective, cu v_k și v_{k+1} vitezele de propagare în mediile superior, respectiv inferior al limitei, și cu i_c^k unghiul critic de incidență pe limita de separație, atunci adîncimea la limita de separație va fi dată de relația următoare, care de fapt reprezintă generalizarea relației (299)

$$z_k = \frac{t_i^k \cdot v_k}{2 \cos i_c^k} \quad (300)$$

În modul acesta problema este rezolvată, în membrul al doilea al relației (300) fiind numai mărimi a căror valoare poate fi determinată din hodograf.

1.3. Cazul unei limite de separație înclinată. În cazul în care limita de separație este înclinată, determinarea ei necesită cunoașterea a două mărimi, și anume: adîncimea și unghiul de înclinare a ei. Pentru determinarea celor două necunoscute fiind necesare mai multe date, se împușcă și se înregistrează în ambele sensuri, obținîndu-se doi hodografi de refracție pentru aceeași porțiune de profil.

În figura 146 este reprezentat drumul undelor elastice și hodograful undelor refractate în cazul unei limite de separație înclinată și a împușcării în ambele sensuri pe același dispozitiv de suprafață.

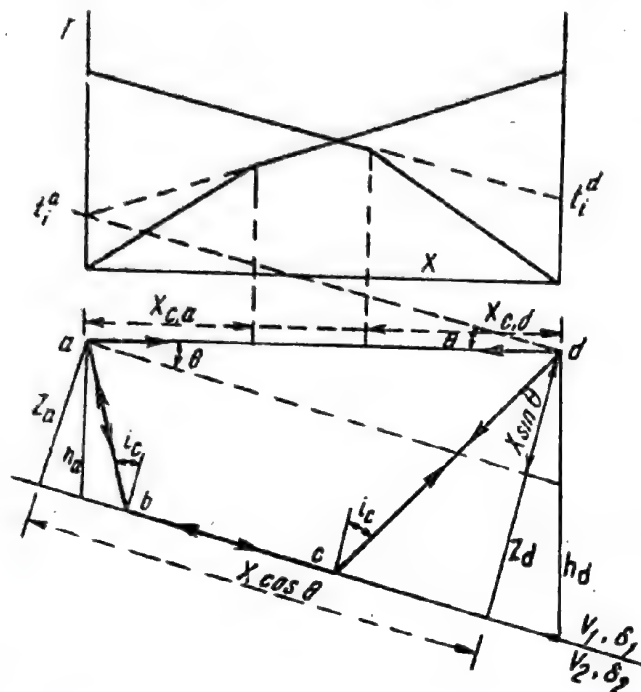


Fig. 146. Metoda primelor sosiri pentru cazul unei limite de separație înclinată.

Vom folosi următoarele notații: z_a și z_d , distanțele de-a lungul perpendicularei la limita de separație duse din cele două puncte de împușcare situate în capetele dispozitivului, adică în partea de sus, respectiv de jos a limitei de separație; h_a și h_d , adâncimile la limita de separație din cele două puncte de împușcare, în aceleași condiții de mai sus; $x_{c,a}$ și $x_{c,d}$, distanțele critice de refracție determinate din hodograful respectiv, când împușcarea se face în jos pe limita de separație (de la a la d), respectiv în sus pe limita de separație (de la d la a).

Raționamentul identic ca și în cazul limitei de separație orizontală ne arată că la geofonii apropiați va sosi mai întâi unda directă, avînd satisfăcută relația (289), iar la geofonii îndepărtați prima undă care va sosi va fi cea

reflectată total, satisfăcînd relația (290), care este o relație generală.

Din figura 146 se poate deduce fără dificultăți:

$$\overline{ab} = \frac{z_a}{\cos i_c}, \quad (301)$$

$$\overline{bc} = x \cdot \cos \theta - z_a \cdot \operatorname{tg} i_c - (z_a + x \cdot \sin \theta) \cdot \operatorname{tg} i_c \quad (301, a)$$

și

$$\overline{cd} = \frac{z_a + x \cdot \sin \theta}{\cos i_c}. \quad (302)$$

Combinînd relația (290) cu relațiile (301), (301, a) și (302), obținem:

$$T_2 = \frac{z_a}{\cos i_c \cdot v_1} + \frac{x \cdot \cos \theta - z_a \cdot \operatorname{tg} i_c - (z_a + x \cdot \sin \theta) \cdot \operatorname{tg} i_c}{v_2} + \frac{z_a + x \sin \theta}{\cos i_c \cdot v_1} \quad (303)$$

sau grupînd altfel termenii în membrul al doilea și înlocuind pe $\operatorname{tg} i_c$ prin $\sin i_c / \cos i_c$

$$T_2 = \frac{2 z_a + x \cdot \sin \theta}{\cos i_c \cdot v_1} + \frac{x \cdot \cos \theta \cdot \cos i_c - z_a \cdot \sin i_c - (z_a + x \cdot \sin \theta) \cdot \sin i_c}{\cos i_c \cdot v_2}. \quad (304)$$

Observăm că membrul al doilea poate fi scris sub altă formă dacă se desparte termenul al doilea în două fracții și se simplifică prin $\cos i_c$, și apoi se grupează altfel termenii, obținînd:

$$T_2 = \frac{x \cdot \cos \theta}{v_2} + \frac{2z_a + x \cdot \sin \theta}{\cos i_c \cdot v_1} - \frac{2z_a \cdot \sin i_c + x \cdot \sin \theta \cdot \sin i_c}{\cos i_c \cdot v_2}. \quad (305)$$

Înmulțind și împărțind termenul al doilea din membrul II cu v_2 și termenul al treilea cu v_1 , folosind relația (118, a), făcînd reducerile posibile și grupînd convenabil termenii, obținem:

$$T_2 = \frac{x \cdot \cos \theta}{v_2} + \frac{2z_a \cdot (1 - \sin^2 i_c) + x \cdot \sin \theta \cdot (1 - \sin^2 i_c)}{\cos i_c \cdot v_1}. \quad (306)$$

Cum însă $1 - \sin^2 i_c = \cos^2 i_c$, relația (306) devine

$$T_2 = \frac{x \cdot \cos \theta}{v_2} + \frac{(2z_a + x \cdot \sin \theta) \cos^2 i_c}{\cos i_c \cdot v_1} \quad (307)$$

și folosind din nou relația (118, a) sub forma echivalentă $1/v_2 = \sin i_c/v_1$ și grupînd din nou convenabil termenii, obținem final

$$T_2 = \frac{2z_a \cdot \cos i_c}{v_1} + \frac{x}{v_1} \cdot \sin (i_c + \theta). \quad (308)$$

Relația (308) ne dă valoarea timpului T_2 de parcurgere a unei unde elastice în jos pe limita de separație, adică pe drumul $a - b - c - d$, cînd împușcarea se face în punctul a . În acest caz, la distanța critică $x_{c,a}$ vor ajunge simultan și unda directă și unda reflectată total, avînd evident satisfăcută relația (296), ca și în cazul unei limite de separație orizontală. Putem scrie deci pentru distanța critică la împușcarea din a relația:

$$\frac{x_{c,a}}{v_1} = \frac{2z_a \cdot \cos i_c}{v_1} + \frac{x_{c,a}}{v_1} \cdot \sin (i_c + \theta). \quad (309)$$

Un calcul analog celui de mai sus ne arată că în cazul în care împușcarea se face în sus pe limita de separație, adică din d , pentru distanța critică respectivă $x_{c,d}$ vom avea satisfăcută relația:

$$\frac{x_{c,d}}{v_1} = \frac{2z_d \cdot \cos i_c}{v_1} + \frac{x_{c,d}}{v_1} \cdot \sin (i_c - \theta). \quad (310)$$

Relațiile (309) și (310) reprezintă ecuațiile de bază pentru rezolvarea problemei prospecțiunii seismometrice prin metoda undelor refractate, în cazul unei limite de separație înclinate.

Relația (289) și (308) ne arată că hodograful unei unde refractate, în cazul limitei de separație înclinată, este tot o linie poligonală, formată din două segmente de dreaptă, cu pantele respectiv $1/v_1$ și $\sin (i_c + \theta)/v_1$. Dacă notăm cu p_a panta segmentului din hodograf la împușcarea din a , care corespunde

undelor reflectate total de limita de separație, și cu p_d panta segmentului corespunzător din hodograful care se referă la împușcarea din d , se poate scrie

$$p_a = \frac{\sin(i_c + \theta)}{v_1} \quad (311)$$

$$p_d = \frac{\sin(i_c - \theta)}{v_1} \quad (312)$$

sau

$$\begin{cases} i_c + \theta = \arcsin(p_a \cdot v_1) \\ i_c - \theta = \arcsin(p_d \cdot v_1) \end{cases} \quad (313)$$

Rezolvarea sistemului de două ecuații trigonometrice cu două necunoscute conduce la relațiile

$$i_c = \frac{\arcsin(p_a \cdot v_1) + \arcsin(p_d \cdot v_1)}{2} \quad (314)$$

$$\theta = \frac{\arcsin(p_a \cdot v_1) - \arcsin(p_d \cdot v_1)}{2} \quad (315)$$

Cu valorile lui p_a , p_d și v_1 determinate din cei doi hodografi încrucișați, se poate calcula valoarea unghiului critic de incidență i_c și a unghiului de înclinare al limitei de separație θ . Folosind apoi valorile distanțelor critice $x_{c,a}$ și $x_{c,d}$, determinate de asemenea din cei doi hodografi, se pot calcula cu ajutorul formulelor (309) și (310) distanțele z_a și z_d din cele două capete ale dispozitivului la limita de separație. De asemenea se pot calcula adâncimile h_a și h_d din capetele dispozitivului la limita de separație, folosind relațiile evidente:

$$h_a = \frac{z_a}{\cos \theta} \quad (316)$$

și

$$h_d = \frac{z_d}{\cos \theta} \quad (317)$$

Și în cazul limitei de separație înclinată poate fi folosită metoda timpilor de interceptie determinați din hodografi. În acest caz vom avea

$$z_a = \frac{t_{i,a}}{2} \cdot \frac{v_1}{\cos i_c} \quad (318)$$

$$z_d = \frac{t_{i,d}}{2} \cdot \frac{v_1}{\cos i_c} \quad (319)$$

Problema se rezolvă folosind relațiile (318) și (319) în combinație cu (314), (315), (316) și (317), valorile lui v_1 , p_a și p_d fiind determinate din hodografi. Și în acest caz se folosesc de preferință ambele metode, pentru a avea controlul valorilor de adâncime astfel determinate.

1.4. Cazul mai multor limite de separație înclinate. Problema se rezolvă tratând fiecare limită în parte după procedeul specificat pentru o singură limită de separație înclinată, de preferință prin metoda timpilor de interceptie.

Toate cele de mai sus se referă la metoda primelor sosiri, care, așa cum s-a precizat de la început, este folosită aproape în exclusivitate în practica prospecțiunii seismometrice, bazată pe undele elastice refractate. În ultimii ani a fost studiată intens, și unele rezultate au început deja să apară în acest sens, posibilitatea interpretării și valorificării și a sosirilor ulterioare de pe seismograma de refracție. Metoda nu a intrat încă în rutina prospecțiunii seismometrice, fiind folosită numai în cazuri izolate și favorabile din punct de vedere al structurii geologice a subsolului.

2. METODICA ȘI TEHNICA PROSPECȚIUNII SEISMOMETRICE PE BAZA UNDELOR REFRACTATE

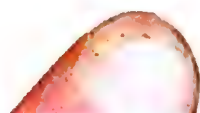
Prospecțiunea seismometrică pe baza undelor refractate se execută în mod curent sub formă de *profilare* sau *prin profiluri*. Pentru probleme speciale pot fi aplicate și alte sisteme de prospecțiune, cum ar fi, de exemplu, *împușcarea în arc* sau *împușcarea în evantai*; acestea au însă o folosire foarte restrînsă în practică.

2.1. **Profilarea prin refracție.** La această metodă, punctul de împușcare și geofonii se mișcă continuu pe un profil liniar. De obicei se folosește împușcarea în ambele sensuri, cu două puncte de explozie situate în capetele fiecărui panou, după ce, în prealabil, prin lucrări experimentale s-a determinat lungimea optimă a panoului, pentru a obține informații de la una sau mai multe limite de separație din subsol care prezintă interes. După terminarea unui panou, capătul lui devine punct inițial pentru panoul următor și așa mai departe, pînă cînd este acoperită întreaga lungime a profilului proiectat.

Profilurile de refracție se folosesc în două scopuri, și anume:

— *Pentru cercetări de geologie inginerască*, în vederea stabilirii adîncimii și reliefului rocii vii sau a fundamentului, precum și pentru determinarea vitezelor și grosimii straturilor în zona de viteze mici (dispozitive ZVM) necesare aplicării corecțiilor statice, se folosesc panouri a căror lungime este egală cu a unei singure întinderi (însirare a geofonilor).

În primul caz, geofonii se așază la o distanță de 5—20 m între ei, iar lungimea totală a întinderii este de 115—460 m, pentru o stație cu 24 de canale; în al doilea caz, distanța între geofoni se alege de 1—20 m (variabilă, geofonii fiind așezați la o distanță mai mică în apropierea găurii de împușcare, pentru stabilirea cît mai precisă a vitezei și grosimilor subzonei superficiale și la o distanță mai mare către capătul celălalt al întinderii pentru stabilirea elementelor respective a subzonei inferioare), iar lungimea întinderii de 50—300 m, pentru o stație cu 24 de canale.



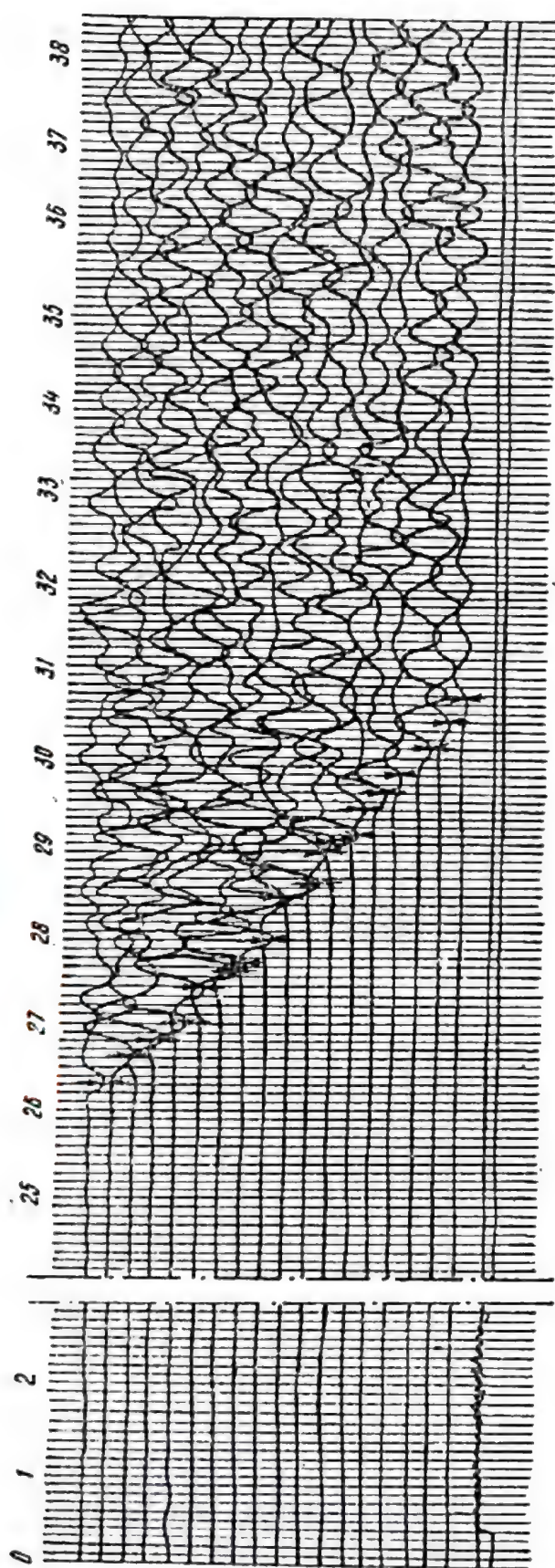


Fig. 147. Exemplu de seismogramă, cu prime sosiri și momentul exploziei.

Este de precizat că dispozitivele ZVM, folosite pe scară largă în metodele bazate pe reflexia undelor elastice, se fac de obicei din 2 în 2 km, de-a lungul profilurilor de reflexie.

— Pentru prospecțiuni fie în forma simplă de profilare cu hodograi încrucișați, fie în forma mai recentă de corelație continuă a undelor refractate (KMPV) cu hodograi încrucișați, urmăritori și centralizați, în ambele cazuri folosind primele sosiri; fie folosind și sosirile ulterioare, deoarece metoda primelor sosiri poate conduce la erori mari de interpretare, dacă vitezele diferitelor medii cuprinse între limitele de separație sînt apropiate între ele ca valoare ¹. În cazul prospecțiunii se execută profiluri lungi, de 4—15 km și chiar mai mult, distanța între două găuri de împușcare fiind cel puțin de 5 ori adîncimea medie la limita de separație pe care dorim să o determinăm; pentru aceasta, geofonii se așază echidistanți, la interval de 20—100 m, lungimea unei întinderi fiind de 460—2300 m pentru o stație cu 24 de canale.

Mărimea șarjei de exploziv este variabilă, în funcție de condițiile seismologice ale regiunii în care se execută prospecțiunea și poate fi în mod normal între 50 g și 100 kg. Împușcarea se poate efectua în găuri forate, în aer sau pe sol, cu șarjă centrală sau distribuită în mod egal în puncte situate într-o rețea pătratică sau pe unul sau mai multe cercuri concentrice.

¹ În acest caz, diferențele de pantă ale diferitelor segmente din hodograf sînt foarte mici, astfel încît acestea nu se diferențiază în mod clar.

Prelucrarea materialului se face avînd la bază construirea hodografilor undelor refractate, folosind diferențele de timp (între momentul exploziei și sosirile undelor elastice la fiecare canal în parte), determinate pe seismograme și distanțele dintre punctele de explozie și geofonii respectivi.

În figura 147 este reprodusă o porțiune dintr-o seismogramă de refracție, în care se poate vedea înregistrarea momentului exploziei și axa de sinfază a primelor sosiri. În figura 148 este reprodusă o porțiune dintr-o altă seismogramă de refracție, care conține axa de sinfază a primelor sosiri și o a doua axă de sinfază a unor sosiri ulterioare a undelor refractate.

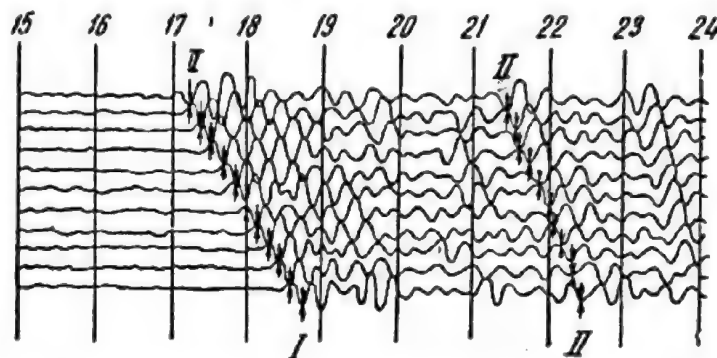


Fig. 148. Exemplu de seismogramă cu prime sosiri și sosiri ulterioare.

La construirea hodografilor pot fi folosite numai primele sosiri sau și sosirile ulterioare. Construirea hodografilor undelor refractate constă în simpla proiectare, pe o hirtie milimetrică la scară convenabilă, a timpilor de sosire a undelor (prime sosiri sau sosiri ulterioare), în funcție de distanțele la geofonii respectivi.

Pe baza hodografilor se construiesc secțiunile seismice de refracție. Această operație se poate face folosind mai multe procedee.

În cazul dispozitivelor scurte (ZVM) sau în probleme de geologie inginerască, precum și în probleme de prospecțiune, în care limita de separație are o formă simplă, pentru care segmentele de hodograf sînt practic liniare,

se folosește în mod curent metoda timpilor de interceptie. Pentru stratul superior se folosește ca valoare a vitezei v_1 media valorilor v_1' și v_1'' , determinate din primele ramuri ale hodografilor încrucișați (reciproci) pe panoul pentru care se face calculul, adică

$$v_1 = \frac{v_1' + v_1''}{2}. \quad (320)$$

Cu această valoare a vitezei în mediul superior, construcția secțiunilor poate fi simplificată. Să presupunem, așa cum se vede în figura 149, că am obținut doi hodografi încrucișați H și H' , prin explozii

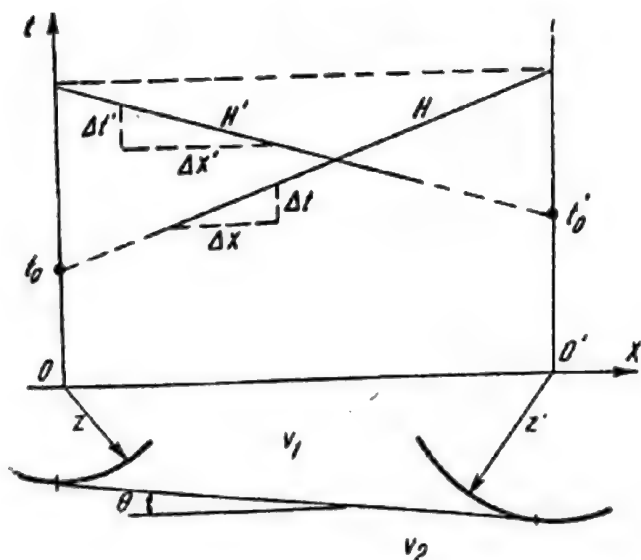


Fig. 149. Construirea secțiunilor de refracție pe baza timpilor de interceptie t_0 și t_0' .

în O și O' , legați prin punctele lor reciproce. Cum hodograful sînt practic liniari, presupunem că limita de separație corespunzătoare este practic plană. Se determină adîncimile z și z' în punctele de explozie O și O' , folosind relația (299), valoarea unghiului i_c fiind determinată pe baza relației (118, a), cu valoarea lui v_1 , determinată din relația (320) și valoarea lui v_2 ca medie aritmetică

$$v_2 = \frac{v_2' + v_2''}{2}, \quad (321)$$

în care, conform figurii 149

$$v_2' = \frac{\Delta x}{\Delta t} \quad (322)$$

și

$$v_2'' = \frac{\Delta x'}{\Delta t'}. \quad (323)$$

Cu valorile z și z' astfel determinate, se descrie din O , respectiv din O' , cîte un arc de cerc la scara respectivă și se duce tangenta comună la acestea, care reprezintă poziția limitei de separație (suprafața refractantă).

Cum timpurile de interceptie t_0 și t_0' pot fi greșit stabiliți prin prelungirea segmentelor de hodograf pînă ce acestea intersectează axa Ot respectivă, este mai bine ca la folosirea acestei metode să se utilizeze hodograful următor; aceasta însă presupune corelația continuă a undelor refractate.

În momentul de față, pentru problemele de prospecțiune se folosește aproape în exclusivitate corelația continuă a undelor refractate.

Corelația continuă a undelor refractate a fost introdusă de un grup de cercetători sovietici, în frunte cu G. A. GAMBURTEV, Iu. V. RIZNICHENKO, I. S. BERZON, A. M. EPINATIEVA etc., și se execută pe faze după caracteristicile dinamice ale impulsurilor înregistrate pe seismograme, de-a lungul întregului profil, comparația făcîndu-se îndeosebi la punctele de legătură ale întinderilor și la zonele de suprapunere de la capetele panourilor. Corelația continuă se bazează pe faptul că dacă se constată că forma unui impuls se conservă pe toate canalele unei seismograme și se regăsește pe seismogramele întinderii sau panoului vecin, aceasta este un indiciu că el provine de la aceeași undă.

Corelația continuă pe fază, de-a lungul unui profil, atît în refracție cît și în reflexie, de altfel, se face pe baza mai multor criterii, dintre care cele mai importante sînt următoarele:

a) existența unei axe de sinfază clară pe seismograme. O grupă de oscilații de pe seismogramă aparține unei aceleiași unde, dacă posedă o axă de sinfază suficient de lungă și cu un mers liniștit. Un control al marcării axelor de sinfază pe seismograme în bune condiții se poate face prin considerarea axelor de sinfază a unor faze vecine aparținînd aceluiași grup de oscilații, care trebuie să fie paralele cu aceea la care se face corelația;

b) repetarea formei impulsurilor la canalele vecine cu cel pentru care se face corelația. Grupa de oscilații aparține unei aceleiași unde venită din subsol, dacă pe canalele care corespund unor geofoni apropiați se conservă particularitățile de bază ale formei impulsurilor (oscilațiilor), cum sînt: perioada,

raportul amplitudinilor punctelor extreme învecinate din același grup de oscilații, punctele extreme secundare etc.;

c) schimbarea intensității impulsurilor. Grupa de oscilație poate fi atribuită unei aceleiași unde, dacă ea poate fi separată de oscilațiile dinainte și de după ea printr-o porțiune de seismogramă cu oscilații slabe și dacă se observă o sosire (impuls) clară în acest grup.

Aceste condiții nu sînt satisfăcute întotdeauna. Este posibil ca pe o porțiune de profil să se suprapună oscilațiile a două sau mai multe unde care sosesc simultan la geofoni. În acest caz, operația de separare este foarte complicată și este mai bine să nu se traseze axe de sinfază (chiar dacă acestea aparent există) și să nu se construiască hodogradi, deoarece se poate ajunge la construcții de secțiuni cu totul eronate.

Folosirea metodei de corelație continuă a undelor refractate ne conduce la hodogradi de refracție construiți în condiții bune. Construirea secțiunilor de refracție, mai ales în cazul în care limita sau limitele de separație au o formă mai complicată și nu pot fi aproximate satisfăcător prin porțiuni plane prin procedeul indicat anterior, nu poate fi folosită decît în primă aproximație. Construcția secțiunilor, mult mai corectă, se poate face în acest caz prin *procedeul cîmpurilor de timp*, care se aplică la hodogradi ce nu sînt constituiți din segmente de dreaptă, deci produși de suprafețe refractatoare curbe, stabilit de RIZNICENKO, în 1939.

Să presupunem că C este un punct oarecare pe o suprafață refractatoare curbă, așa cum se vede în figura 150. Înregistrînd în ambele sensuri, cu puncte de explozie în O și O' , se obțin hodograful de refracție încrucișat H și H' , cu timpul T în punctele reciproce. Din figura 150 se constată cu ușurință că

$$t_{OAC} + t_{O'BC} = t_{OACBO'} = T. \quad (324)$$

Relația (324) ne arată că în interiorul unui panou există un foarte mare număr de puncte pe limita de separație, pentru care avem relația

$$\boxed{t + t' = T}, \quad (325)$$

în care t și t' sînt timpurile din hodograful H și H' în două puncte la suprafață, care, satisfăcînd relația (325), poartă numele de *timpuri complementare*. Tot din aceeași relație reiese că poziția limitei de refracție poate fi determinată ca fiind locul geometric al punctelor de intersecție a celor două perechi de izocrone aparținînd cîmpurilor de timp legate de cei doi hodogradi încrucișati, pentru care suma timpurilor este egală cu timpul în punctele reciproce T . Este important de precizat că poziția astfel determinată a suprafeței de refracție este univocă și că se păstrează cu același caracter și în cazul în care mediul are mai multe straturi sau în cazul în care într-un mediu viteza de propagare a undelor elastice variază lateral.

Construirea cîmpurilor de timp legate de cei doi hodogradi încrucișati se face în modul următor, pe baza timpurilor din hodograful respectiv și a vitezei v_1 a unei unde elastice corelate în mediul superior, calculată cu relația (320).

Pe fiecare ramură a hodografulor încrucișati se alege un interval de timp constant Δt , care poate fi de 5, 10, 20, 40 sau 50 milisecunde, în funcție de viteza de propagare a unei unde în mediul superior și de complicațiile formei

hodografilor, respectiv a limitei refractoare. Printr-un sistem de linii orizontale trasate la echidistanța Δt se determină pe hodografi H și H' o serie de puncte.

Se pleacă de la un punct oarecare, de timp t , de pe hodograful H , situat de preferință aproape de începutul acestui hodograf și se coboară acest punct

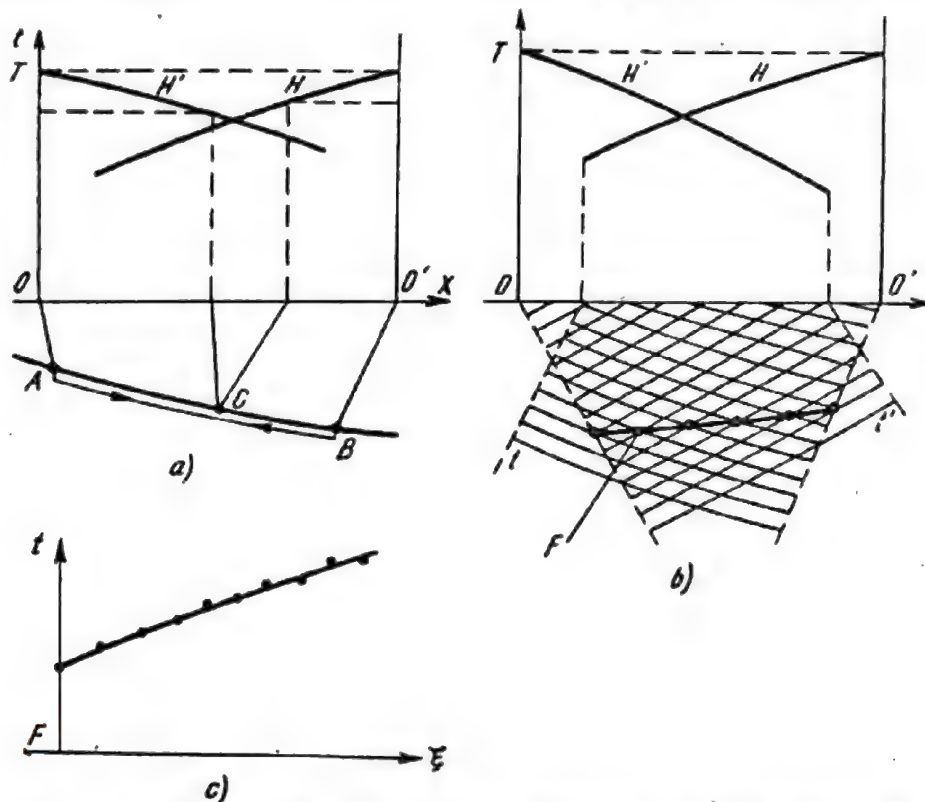


Fig. 150. Exemplificarea procedurii câmpurilor de timp pentru construirea secțiunilor de refracție.

pe axa orizontală. Se coboară apoi punctul vecin, de timp $t + \Delta t$, și de la axa orizontală se trasează către în jos un arc de cerc de rază $v_1 \cdot \Delta t$. Apoi se coboară următorul punct, de timp $t + 2\Delta t$ și se trasează un arc de cerc de rază $v_1 \cdot 2\Delta t$. Înfășurătoarea tuturor arcurilor de cerc de raze $0, v_1 \cdot \Delta t, v_1 \cdot 2\Delta t, v_1 \cdot 3\Delta t, \dots, v_1 \cdot n\Delta t$, reprezintă izocrona de timp t . În același mod se construiesc apoi izocronale de timp $t + \Delta t, t + 2\Delta t, t + 3\Delta t, \dots, t + n\Delta t$, care vor fi curbe paralele la izocrona t , constituind în ansamblu câmpul de timp legat de hodograful H . În mod identic se construiește apoi câmpul de timp legat de hodograful H' , cu izocronale de timpi $t', t' + \Delta t, t' + 2\Delta t, t' + 3\Delta t, \dots, t' + n\Delta t$.

Se construiește apoi limita de refracție, trasând o curbă prin punctele de intersecție a izocronale de timp complementare și care reprezintă diagonala unui sistem de trapeze curbe pe care le formează cele două familii de izocrone. Porțiunea din limita de separație care poate fi construită se găsește între normalele duse din O și O' la direcția izocronale hodografului reciproc. Un exemplu de aplicare a metodei câmpurilor de timp este prezentat schematizat în figura 150.

Este de asemenea important de precizat că soluția constructivă a suprafeței de refracție este univocă, indiferent de punctul de plecare pe care îl alegem în construcție, respectiv valorile timpilor t și t' .

În afară de faptul că ne conduce la precizarea formei limitei de refracție, cu detaliile respective ale ei și că se aplică pentru suprafețe de refracție de o formă oarecare, metoda cîmpurilor de timp mai are avantajul că permite determinarea vitezei v_2 la suprafața limitei de separație¹ și a legii de variație a acesteia în cazul în care variază lateral. Pentru aceasta se alege un punct oarecare F pe limita de separație determinată după cum s-a indicat mai sus. Se măsoară distanțele ξ de-a lungul limitei de separație pînă la intersecțiile cu izocronalele t sau t' al unuia din cîmpurile de timp. Apoi se construiește hodograful, luînd în abscisă distanțele ξ și în ordonată timpii t (sau t'), pentru unda alunecătoare pe limita de separație, așa cum se vede în figura 150. Coeficientul unghiular în orice punct al acestui hodograf, respectiv $\Delta\xi/\Delta t$, ne dă valoarea vitezei de limită v_2 în punctul respectiv (v. relația 322). În cazul în care acest hodograf nu este o dreaptă, ci o curbă, se poate calcula această viteză în diferite puncte și reprezenta variația laterală a ei printr-o curbă.

În cazul în care suprafața refractatoare își schimbă brusc poziția geometrică în subsol printr-o denivelare, ceea ce în natură se realizează în cazul faliilor, fracturilor etc., hodograful undelor refractate capătă o formă specifică. Să luăm cazul simplu al unei limite de separație plane și înclinate, care este faliată, avînd o săritură Δh , așa cum se vede în figura 151. În hodograful de refracție al acestei limite vor apărea trei unde, și anume: o undă refractată de nivelul superior al suprafeței refractatoare, o undă difractată de buza AC a faliei și o a treia undă refractată de nivelul inferior al suprafeței refractatoare. Hodograful primei și celei de a treia unde vor fi două segmente de dreaptă, în timp ce acela al undei a doua va fi curb. Curbă, care este în fapt o hiperbolă, produsă de unda difractată, va fi tangentă la prima ramură dreaptă a hodografului și secantă la cea de-a treia ramură, tot dreaptă și paralelă cu prima, însă deplasată cu o valoare Δt față de aceasta, așa cum se vede în figura 151. Diferența de timp Δt este legată de elementele geometrice ale faliei prin relația

$$\Delta t = \frac{\Delta h}{v_1} \cos i_c. \quad (326)$$

Relația (326) este folosită în practică pentru stabilirea săriturii Δh a faliei și conduce la rezultate satisfăcătoare; mai complicată însă este stabilirea cu precizie a buzei superioare a faliei

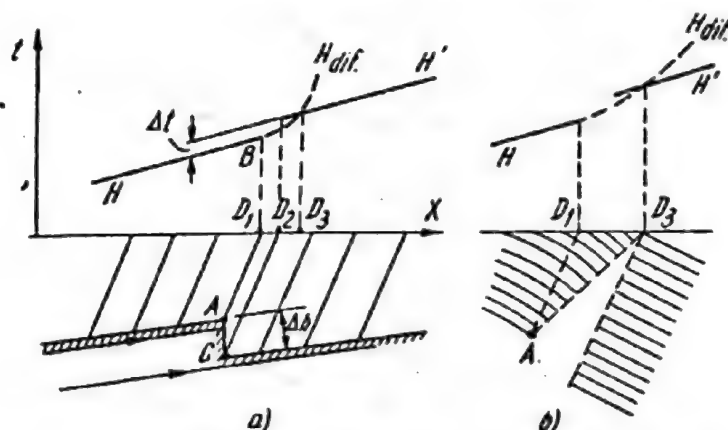


Fig. 151. Deformarea hodografului undei refractate datorită difracției produsă de o falie.

¹ „Viteza de limită“

(punctul A din fig. 151), care la hodografiile obținute în practică nu apare întotdeauna clar.

Pentru o mai bună înțelegere a modului cum se execută practic profilarea prin refracție în varianta corelației continue a undelor refractate

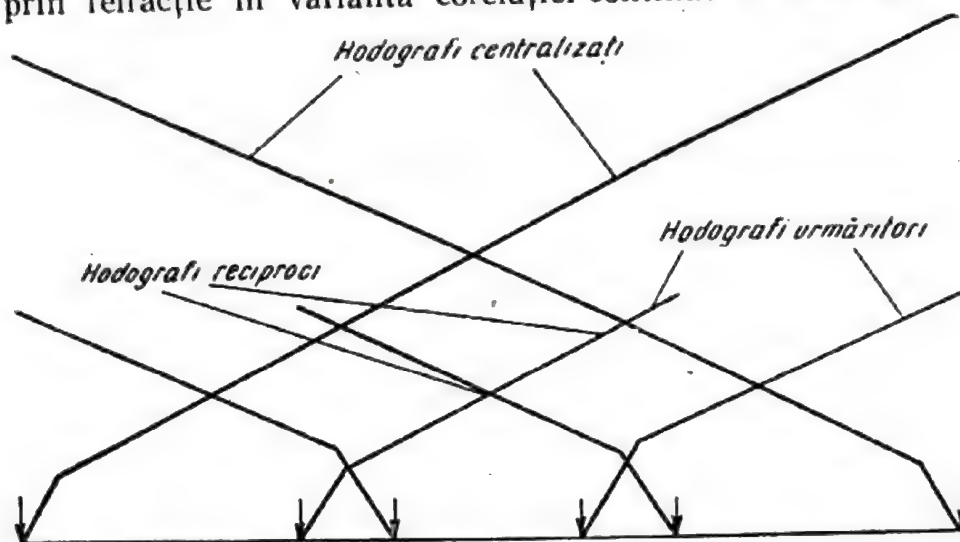
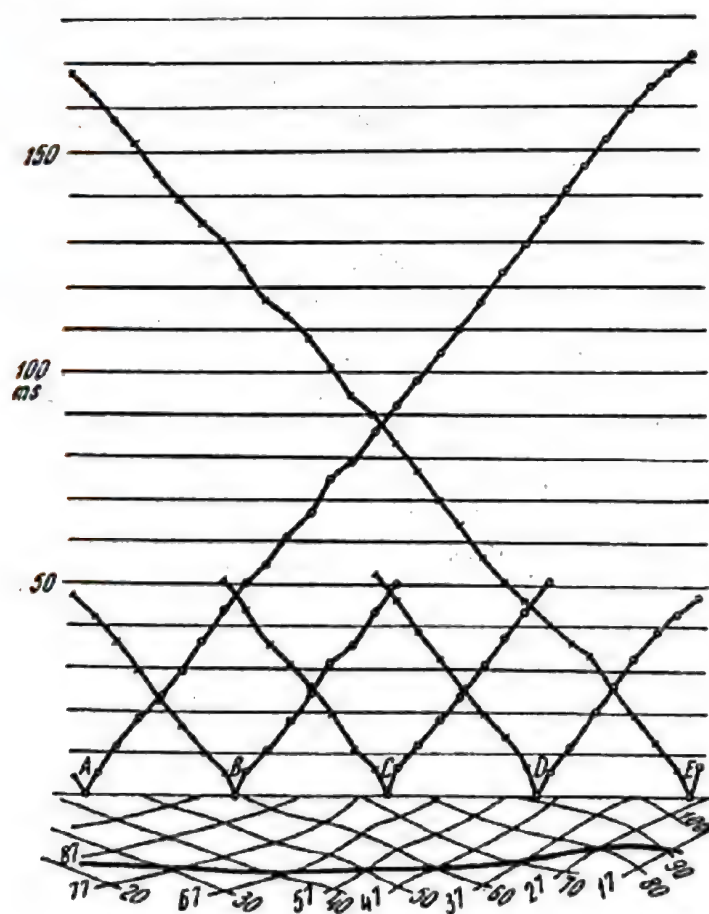


Fig. 152. Imagine schematică a profilării prin refracție folosind corelația continuă a undelor refractate.



(KMPV), este schematizată în figura 152 o porțiune de profil executată prin această metodă. După cum se poate remarca, se execută panouri împușcate din ambele sensuri constituite din una sau mai multe întinderi, obținându-se hodografi încrucișați (reciproci) corespunzători acestora. Panourile nu au puncte comune numai în punctele de explozie, ci se suprapun pe o anumită porțiune; aceasta ușurează efectuarea corelării undelor refractate și asigură totodată o precizie mai mare acestei operații, deoarece aceeași

Fig. 153. Secțiunea de corelație continuă a undelor refractate și hodografi centralizați, pe structura Billiton, Olanda.

undă apare pe o porțiune comună în hodograful a două panouri vecine, porțiuni de hodografi care trebuie să aibă riguros aceeași pantă, dacă operația de corelare a fost efectuată corect. Hodograful panourilor vecine, care se suprapun parțial poartă numele de *hodografi urmăritori*. Cu ajutorul hodografilor urmăritori se pot construi *hodografi centralizați*, deplasând prin translație porțiunile din hodograful urmăritori, controlate pe porțiuni comune, pentru unificarea tuturor segmentelor într-un singur hodograf. Se obține în felul acesta pentru întreg profilul studiat doi hodografi centralizați, care sînt și ei încrucișați și care sînt echivalenți hodografilor pe care i-am fi obținut dacă am fi folosit numai două puncte de explozie la capetele profilului și ne-am fi deplasat succesiv cu întinderile în ambele sensuri pe toată lungimea lui¹.

În prezentarea metodei de corelație continuă a undelor refractate cu procedeul cîmpurilor de timp pentru construirea secțiunilor de refracție s-au folosit pînă acum numai cazuri simplificate geometric, teoretice. În figura 153 este reprodusă, în parte, după Hagedoorn² imaginea hodografilor încrucișați și a celor centralizați obținuți în mod practic pe structura Billiton, Olanda; de asemenea, cîmpurile de timp legate de cei doi hodografi centralizați, precum și forma stratului refractator construită prin punctele de intersecție a izocronelor de timp complementare. După cum se poate remarca, hodograful nu are o formă riguros dreaptă, schimbînd progresiv de pantă ca efect al curburii suprafeței refractoare; de asemenea au un mers dințat, cu variații de timpi de sosire la geofonii învecinați, ca efect al variației de grosime a zonei de viteze mici (ZVM). În ansamblu însă, ei se apropie destul de mult de hodograful teoretic. Cam acesta este aspectul hodografilor de refracție care se obțin practic, uneori chiar cu curburi și dințări mai accentuate, dacă suprafețele refractoare au o formă neregulată, cu curburi și denivelări locale mari.

Cercetătorului sovietic Gamburtev (1959) i se datorește folosirea și a sosirilor ulterioare a undelor refractate la construirea secțiunilor de refracție. Hodograful complet al unei stratificații cu patru strate, construit pe baza primelor sosiri și a sosirilor ulterioare, este prezentat în figura 154. După cum se poate remarca, hodograful fiecărei

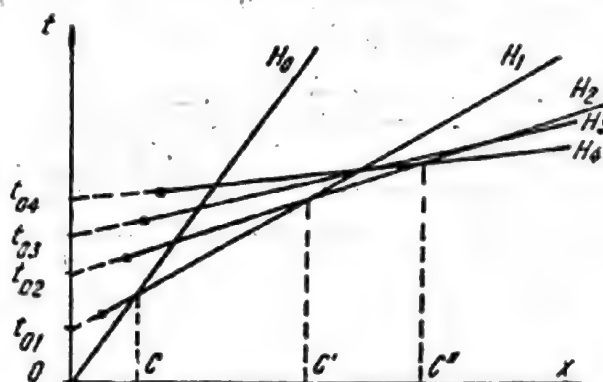


Fig. 154. Hodograf de refracție construit pe baza primelor sosiri și a sosirilor ulterioare.

¹ Această operație practic este foarte grea, dacă nu chiar imposibilă, pentru lungimi mari de profil și, în orice caz, neeconomică, deoarece, cu cît ne îndepărtăm de punctul de explozie avem nevoie de cantități din ce în ce mai mari de exploziv, pentru a genera unde utile care să fie înregistrate la distanțe mari.

² J. G. Hagedoorn, *The plus-minus method of interpreting seismic refraction sections*, Geophysical Prospecting, VII, 2, 1959.

unde apare complet, din momentul apariției undei refractate¹ (moment marcat cu un punct pe hodografi H_1, H_2, H_3, H_4), și pînă la sfîrșitul panoului respectiv; de asemenea, complet este și hodograful undei directe H_0 , construit și după apariția undelor refractate.

Avantajul folosirii sosirilor ulterioare împreună cu primele sosiri este foarte mare, îndeosebi în cazul în care vitezele în diferitele strate care constituie secțiunea geologică au valori relativ apropiate, ceea ce se traduce în hodografi prin pante foarte apropiate ca valoare. În acest caz, folosind numai metoda primelor sosiri, secțiunea de refracție construită poate să nu fie completă, prin faptul că nu s-au luat în considerare unele segmente din hodograf, care nu sînt diferențiate prea mult ca pantă; în schimb, chiar la diferențe mici de pantă, dacă se folosesc și sosirile ulterioare, hodografi compleți ai fiecărei unde apar în mod clar și pe baza lor se pot construi stratele refractatoare corespunzătoare, fără posibilitatea de a neglija vreunul din ele.

În întreaga prezentare de pînă acum a metodicii de construire a hodografilor undelor refractate și a secțiunilor de refracție s-a considerat că de la suprafața solului și pînă la prima limită de separație avem un mediu practic omogen din punct de vedere elastic, caracterizat printr-o viteză medie v_1 . În realitate, lucrurile nu stau așa, deoarece în vecinătatea suprafeței solului avem unul sau chiar două strate alterate, aerate și cu umiditate crescută, care constituie așa-numita *zonă de viteze mici*. Deoarece grosimea acestei zone este variabilă de-a lungul unui profil de refracție, rezultă că timpii de sosire ai unei unde la diferiți geofoni vor conține o cantitate variabilă, care este funcție de lungimea drumului undei în zona de viteze mici, respectiv de grosimea acestei zone la geofonii corespunzători. Pentru a determina corect poziția suprafeței refractatoare în subsol, va trebui să corectăm timpii de sosire cu o cantitate dt_1 , care rezultă din grosimea zonei de viteze mici la fiecare geofon și valoarea vitezei undelor elastice în această zonă².

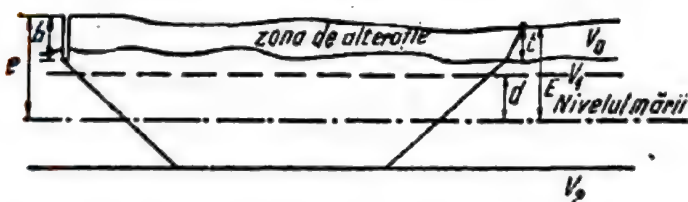


Fig. 155. Schiță cu notațiile elementelor folosite în calculul corecțiilor statice.

În afară de aceasta, nu s-a ținut cont de faptul că în condițiile de teren, mai ales cînd lucrurile se desfășoară în alte regiuni decît acelea de șes, între punctul de împușcare și diferiții geofoni există o diferență de elevație oarecare.

Acest fapt introduce de asemenea diferențe de timp de sosire, pentru care este necesară o a doua corecție dt_2 , care trebuie aplicată timpilor de

¹ Momentul de apariție al undei refractate sau începutul domeniului de existență al unei unde refractate coincide cu sfîrșitul domeniului de existență al undelor reflectate de același strat și se găsește față de punctul de explozie la *distanța critică de reflexie*, așa cum se va vedea în capitolul următor.

² În general, zona de viteze mici este constituită din două strate deosebite: un strat superior, cu viteză de circa 300 m/s și unul inferior, cu viteză de 700—800 m/s. Dacă grosimea stratului superior este mai mare, atunci corecția aplicată trebuie să țină cont de ambele strate.

sosire, care rezultă din diferența de elevație la fiecare geofon și viteza undelor elastice pe acest drum.

În practica prospecțiunii seismometrice pe baza undelor refractate, aceste două corecții se combină în una singură, care poartă numele de *corecție statică* a timpilor de sosire și care, în acord cu notațiile din figura 155 are expresia analitică de mai jos

$$dt_s = (e + E - h - t - 2d) \cdot \frac{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 \cdot v_2} + \frac{t \cdot \sqrt{v_2^2 - v_0^2}}{v_0 \cdot v_2}, \quad (327)$$

în care:

e este altitudinea față de nivelul mării a punctului de împușcare;

E = altitudinea față de nivelul mării a geofonului;

d = altitudinea față de nivelul mării a planului de referință ales pentru construirea secțiunii de refracție;

h = adâncimea găurii de împușcare;

t = grosimea stratului de alterație (zona de viteze mici) la geofon;

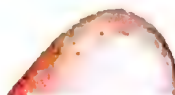
v_0 , v_1 și v_2 = vitezele de propagare a undelor elastice în zona de viteze mici, respectiv în mediul de deasupra și dedesubtul limitei de separație.

Aplicarea corecțiilor statice se face direct pe hodogradi. Se construiește mai întâi hodograful brut, folosind intervalele de timp, citite pe seismograme, scurse între momentul exploziei și sosirile (prime sau ulterioare) la diferiții geofoni. După aceea se calculează corecția statică la fiecare geofon, pe baza rezultatelor obținute prin profilurile scurte de refracție (dispozitive ZVM) și se construiește un al doilea hodograf — hodograful corectat — care apoi este folosit la construirea secțiunii de refracție. În modul acesta este asigurată corecta determinare a poziției și a formei suprafeței de refracție din subsol.

2.2. Împușcarea în evantai. S-a precizat de la început că în afară de profilarea prin refracție, metoda de prospecțiune seismometrică, bazată pe refracția undelor elastice, mai poate fi folosită și în forma de împușcare în arc sau de împușcare în evantai.

Avînd însă în vedere aplicarea foarte restrînsă a acestora, vom da numai cîteva indicații, cu caracter pur informativ numai asupra metodei de împușcare în evantai.

Această metodă este folosită pentru determinarea unor obiecte geologice cu pereți verticali sau foarte înclinați, cu alte cuvinte a elementelor geologice care au dimensiunea verticală ca maximă, cum ar fi, de exemplu, domuri de sare, corpi eruptivi (piloni, neckuri, stockuri etc.). Rezultatul



prospecțiunii prin această metodă se concretizează în determinarea proiecției pe suprafața solului a obiectului geologic respectiv și are un caracter pur calitativ.

La această metodă, geofonii sînt așezați pe un sector de cerc sau de elipsă în jurul punctului de împușcare, la o distanță de 8—16 km de acesta. Se folosesc de obicei două puncte de împușcare, așezate aproximativ pe laturile unui unghi drept, cu dispozitivele de geofoni respective.

Pe o direcție în afara obiectului geologic bănuț și care trebuie determinat se determină o curbă de variație normală a timpului primelor sosiri

a undelor elastice, în funcție de distanțele între punctul de explozie și geofoni. Acesta reprezintă hodograful normal în regiune (v. fig. 156, jos).

Producînd o explozie în unul din punctele de împușcare și înregistrînd la diferiții geofoni ai evantaiului respectiv, vom determina intervale de timp care se înscriu pe hodograful normal, dacă pe direcția punct de împușcare — geofon unda elastică nu a străbătut de loc obiectul geologic sau intervale de timp care nu se înscriu pe hodograful normal (în general mai mici, deoarece viteza de propagare în sare sau roci eruptive este mai mare decît în sedimente), dacă unda elastică a străbătut o parte din drum prin obiectul geologic. În funcție de distanța la geofonul respectiv, intervalele de timp sînt proiectate pe hodograful normal și determinate diferențele de timp, între

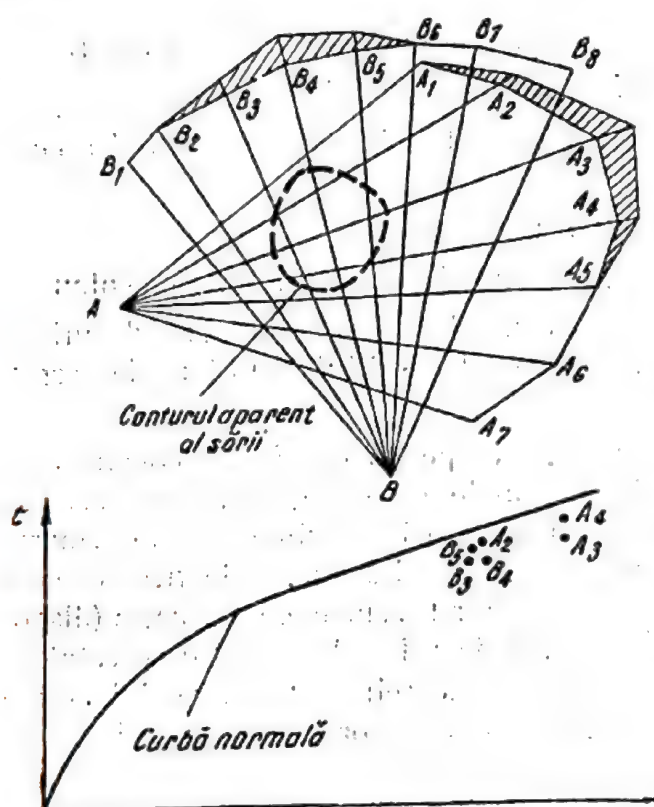


Fig. 156. Principiul metodei de refracție denumită „împușcare în evantai“.

timpul real și timpul normal (v. în fig. 156, la punctele A_2 , B_4 , A_4 etc.). Se construiește apoi graficul diferențelor de timp pentru fiecare evantai, proiectînd la o scară convenabilă aceste diferențe de timp în punctele corespunzătoare geofonilor pe direcția razei și unind capetele segmentelor obținute. Apoi se construiește conturul aparent la suprafața solului al obiectului geologic, cunoscînd că punctele de intersecție a două raze (din cele două puncte de împușcare) cu anomalie de timp se găsesc în interiorul conturului, iar punctele de intersecție a două raze din care una are și alta nu are anomalie de timp se găsește în afara conturului aparent.

Metoda *primelor sosiri* are marele avantaj că, deși numai calitativă, conduce rapid la rezultate și are un preț de cost destul de scăzut. Folosirea ei este restrinsă, deoarece alte metode de prospecțiune geofizică, cum ar fi cea *magnetometrică* și mai ales cea *gravimetrică*, conduc la rezultate aproape comparabile mai rapid și la un preț și mai scăzut decât ea.

CAPITOLUL XXIV

METODE DE PROSPECȚIUNE SEISMOMETRICĂ BAZATE PE REFLEXIA UNDELOR ELASTICE

Metodele de prospecțiune seismometrică bazate pe reflexia undelor elastice valorifică undele elastice care se reîntorc la suprafață, după ce în prealabil au fost deviate prin reflexie în subsol de una sau mai multe limite de separație. O dată cu undele reflectate pot sosi și unde refractate de limite mai puțin adânci sau unde reflectate multiplu; separarea acestora din urmă de undele reflectate, care reprezintă undele utile în aceste metode, se face pe baza timpilor de sosire și a caracteristicilor dinamice a impulsurilor care apar pe seismograme. Trebuie specificat că această separare nu este întotdeauna posibilă, așa încât în unele cazuri astfel de unde pot constitui surse importante de erori în prelucrarea și interpretarea datelor obținute prin această metodă.

Metodele bazate pe reflexia undelor elastice se concretizează în mai multe procedee, a căror aplicare are loc de la caz la caz, în funcție de caracteristicile structurii geologice care urmează a fi studiată.

1. CORELAȚIA CONTINUĂ PE PROFIL A UNDELOR REFLECTATE.

Procedeul cel mai mult folosit este acela al corelației continue pe profil a undelor reflectate sau a profilării prin reflexie. Având în vedere marea lui folosire în practică, vom insista mai mult asupra acestui procedeu.

1.1. Fundamentarea teoretică și relațiile cantitative. Pentru stabilirea relațiilor cantitative vom presupune, ca și în cazul discutării metodelor de refracție, existența în subsol a unor limite de separație plane.

1.1.1. Cazul unei limite de separație orizontală. Să presupunem că în subsol există o limită de separație orizontală, care desparte două medii omogene și izotrope din punct de vedere elastic, caracterizate prin vitezele v_1 și v_2 și densitățile δ_1 , respectiv δ_2 . Undele elastice

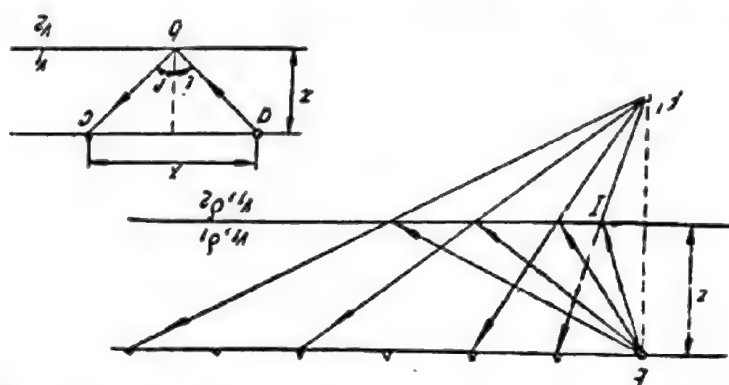


Fig. 157. Reflexia undelor elastice la o limită de separație orizontală.

generate în punctul de explozie E care vor cădea pe limita de separație sub un unghi de incidență mai mic decât cel critic, vor fi reflectate de aceasta și se vor reîntoarce la suprafață pe un drum care corespunde direcției care unește punctul imagine E' (simetric cu E față de limita de separație) al punctului de explozie E

cu punctul de incidență I de pe limita de separație.

În acord cu figura 157, drumul parcurs de o undă elastică prin reflexie va fi $a-b-c$. Valoarea intervalului de timp t necesar călătoriei undei pe acest drum va fi

$$t = \frac{\overline{ab} + \overline{bc}}{v_1}, \quad (328)$$

ori, cum

$$\overline{ab} = \overline{bc} = \sqrt{\left(\frac{x}{2}\right)^2 + z^2}, \quad (329)$$

se obține final

$$t = \frac{1}{v_1} \cdot \sqrt{x^2 + 4z^2}. \quad (330)$$

Relația (330) reprezintă ecuația hodografului undei reflectate în cazul unei limite de separație orizontală. După cum se poate lesne constata, ea reprezintă ecuația unei hiperbole.

În figura 158 este ilustrată legătura care există între hodograful undei reflectate și a celei refractate pentru cazul unei limite de separație orizontală.

După cum se poate remarca, hodograful undei reflectate este o hiperbolă care taie axa Ot la o valoare $t_0 = \frac{2z}{v_1}$, timp care corespunde reflexiei normale la limita de separație. Hiperbola este tangentă la prelungirea segmentului t_2 al hodo-

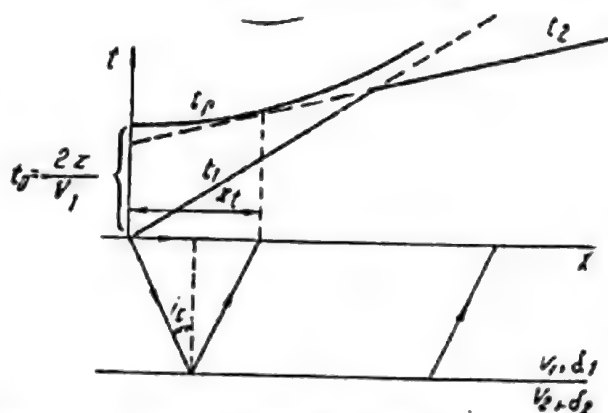


Fig. 158. Hodografii de reflexie și refracție în cazul unei limite de separație orizontală.

grafului undei refractate și asimptotică la prelungirea segmentului t_1 al acestuia; punctul de tangență se găsește la distanța x_i față de punctul de producere al undelor elastice, distanță pentru care sosește la suprafață unda reflectată cu un unghi de incidență egal cu i_c (pentru distanțe mai mari ca x_i nu mai sosesc la suprafață unde reflectate de limita de separație respectivă, ci numai unde reflectate total!).

Adâncimea z a limitei de separație se poate calcula în mod simplu din valoarea lui t_0 , și anume:

$$z = \frac{t_0 \cdot v_1}{2}, \quad (331)$$

dacă se cunoaște valcarea vitezei v_1 . Deoarece problema de determinare a vitezei de propagare a undelor elastice în metodele de reflexie este mult mai complicată decât în cele de refracție, aceasta va fi discutată separat mai departe.

1.1.2. Cazul unei limite de separație înclinată. În acest caz intervine o necunoscută în plus în problemă, și anume înclinarea θ a limitei de separație. Din punct de vedere teoretic, cele două necunoscute z și θ se pot determina cunoscând valorile timpilor de reflexie în două puncte de suprafață.

Să considerăm, în acord cu figura 159, două unde care pleacă din punctul de explozie E și se reîntorc prin reflexie la suprafață în punctele A și B , la timpii t_A respectiv t_B .

Aplicînd legea cosinusului în triunghiurile EAE' și EBE' , vom avea

$$(v_1 t_A)^2 = x_A^2 + (2z)^2 - 2x_A \cdot (2z) \cdot \cos(90^\circ + \theta) \quad (332)$$

$$(v_1 t_B)^2 = x_B^2 + (2z)^2 - 2x_B \cdot (2z) \cdot \cos(90^\circ + \theta) \quad (333)$$

Efectuînd operațiile și înlocuind $\cos(90^\circ + \theta) = -\sin \theta$ putem scrie relațiile de mai sus sub forma

$$v_1^2 t_A^2 = x_A^2 + 4z^2 + 4x_A \cdot z \cdot \sin \theta \quad (334)$$

$$v_1^2 \cdot t_B^2 = x_B^2 + 4z^2 + 4x_B \cdot z \cdot \sin \theta. \quad (335)$$

Am obținut astfel un sistem de două ecuații cu două necunoscute, care poate fi rezolvat riguros în vederea obținerii valorilor acestora.

Astfel, unghiul de înclinare θ se poate determina din relația

$$\sin \theta = \frac{v_1^2 \cdot (t_B^2 - t_A^2)}{4z^2 \cdot (x_B - x_A)} - \frac{x_B + x_A}{4z}, \quad (336)$$

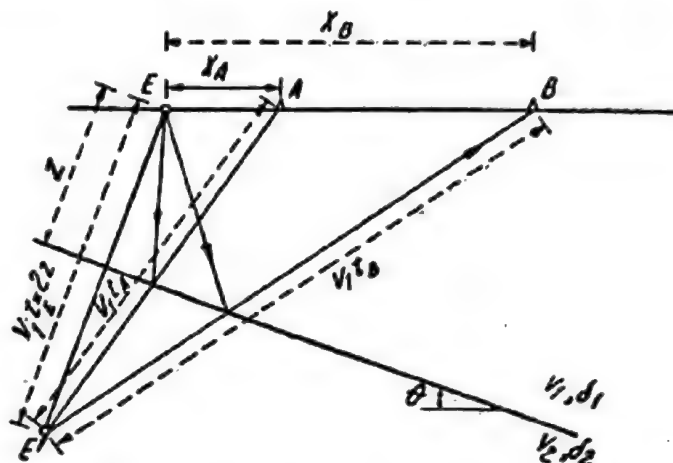


Fig. 159. Reflexia undelor elastice la o limită de separație înclinată.

obținută prin scăderea primei ecuații din a doua și efectuarea înlocuitorilor și simplificărilor posibile.

Distanța z la limita de separație se poate obține din valoarea timpului de reflexie t_0 (timpul reflexiei normale la limita de separație)

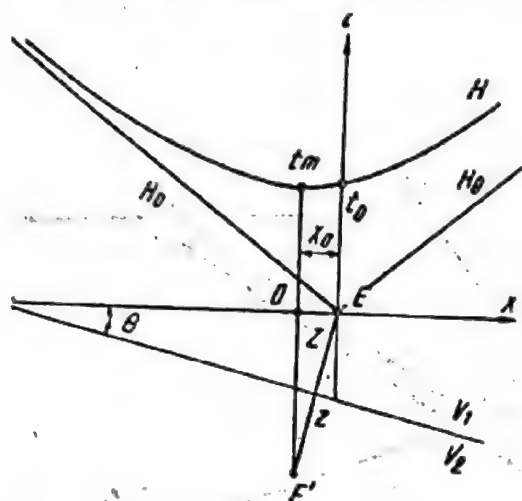


Fig. 160. Hodograful unei reflectate în cazul unei limite de separație înclinată

$$z = \frac{v_1 \cdot t_0}{2}, \quad (337)$$

iar adâncimea limitei de separație în dreptul punctului de explozie va fi evident

$$h = \frac{z}{\cos \theta}. \quad (338)$$

Relațiile (334, 335) ne arată că ecuația hodografului unei reflectate în cazul unei limite de separație înclinată este, în forma generală,

$$t = \frac{1}{v_1} \cdot \sqrt{x^2 + 4z^2 + 4x \cdot z \cdot \sin \theta}, \quad (339)$$

din care reiese că, și în acest caz, hodograful unei reflectate este tot o hiperbolă, așa cum este exemplificat în figura 160.

Hiperbola este simetrică însă axa de simetrie nu mai corespunde axei Ot ca în cazul limitei de separație orizontale, ci unei axe paralele cu ea și deplasată la distanța x_0 față de punctul de explozie, în sensul în care are loc ridicarea limitei de separație.

1.1.3. Cazul mai multor limite de separație orizontale sau înclinate.

Metodele de prospecțiune seismometrică bazate pe reflexia undelor elastice pot fi utilizate și în cazul, de altfel general în natură, în care în subsol există mai multe limite de separație fie orizontale, fie înclinate. În astfel de cazuri, undele elastice produse printr-o explozie la suprafața solului, întâlnind prima limită de separație, vor genera la punctul de incidență o undă reflectată și o alta care se va refracta în mediul inferior. Fenomenul acesta se va repeta la fiecare limită de separație, pînă cînd unghiul de incidență va atinge valoarea unghiului critic i_c , cînd unda respectivă se va reflecta total.

Undele care se reîntorc la suprafață prin reflexie de la diferite aceste limite de separație vor avea legate de ele cîte un hodograf (v. fig. 161).

După cum se poate remarca, hodografiile undelor care sînt reflectate de limite de separație mai puțin adînci au în vecinătatea minimumului o curbura mai mare, iar ramurile lor au o înclinare

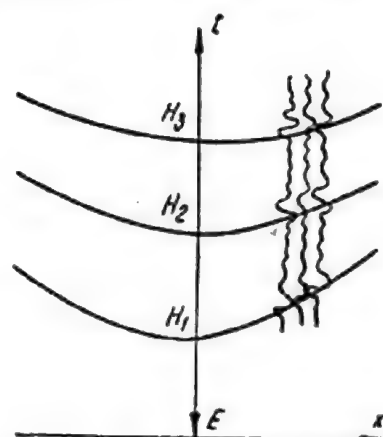


Fig. 161. Hodografiile de reflexie legați de undele reflectate la trei limite de separație din subsol.

mai mare. Dacă limitele de separație în subsol sînt paralele, atunci hodo-grafii nu se intersectează; în cazul în care pantele limitelor de separație se deosebesc mult între ele, hodo-grafii undelor reflectate de aceste limite ajung în situația de a se intersecta.

1.2. Metodica și tehnica prospecțiunii pe baza reflexiei undelor elastice. Ca și în cazul profilării prin refracție, punctul de explozie și geofonii se mișcă continuu pe un profil liniar. În cazul corelației continue pe profil a undelor reflectate, panourile sînt mai scurte, deoarece echidistanța geofonilor este mai mică decît în refracție, și anume de 20—40 m; aceasta derivă din limitarea pe care o introduce existența distanței critice de reflexie x_c . Astfel, lungimea unui panou este de 460—920 m pentru o stație cu 24 de canale. Distanța între două puncte de explozie corespunde lungimii unui panou sau uneori dublului lungimii acestuia. Lungimea profilurilor de corelație continuă este în general de ordinul cîtorva kilometri.

Mărimea șarjei de exploziv este variabilă, în funcție de condițiile seismo-geologice ale regiunii și, în special, de numărul și calitatea limitelor de separație la care are loc reflexia undelor elastice. În mod normal, mărimea șarjei este între cîteva sute de grame și cîteva kilograme. Împușcarea se poate efectua în găuri forate, în aer sau pe sol, cu șarjă centrală sau distribuită în mod egal în puncte situate într-o rețea pătratică sau pe cercuri concentrice.

Metoda corelației continue pe profil a undelor reflectate se aplică în regiunile în care există limite de separație care funcționează ca bune suprafețe de reflexie și se conservă pe zone mai mari. Aplicarea procedurii de corelație continuă în acest caz conduce la obținerea de date asupra înclinării și adîncimii limitelor de separație din orice punct al acestora.

În figura 162 este exemplificată tehnica înregistrărilor de teren prin acest procedeu, pentru cazul simplu al unei stații de înregistrare cu 12 canale. Procedeu este următorul: se produce întâi o explozie în punctul 1, iar geofonii ocupă locurile 2—13; în modul acesta se obțin date asupra limitei de separație în porțiunea I—VII. Se produce apoi o explozie în punctul 13, iar geofonii ocupă locurile 1—12; de data aceasta se obțin date asupra limitei de separație în porțiunea VII—XIII. În modul acesta am obținut date asupra întregii porțiuni a limitei de separație între I și XIII; în plus, punctul VII, pentru care avem date din ambele împușcări, va servi ca punct de legătură pentru efectuarea corelației. Dacă geofonii se așază simetric, de o parte și de alta a punctului de explozie, ocupînd o jumătate din distanța între două găuri de împușcare, atunci numărul exploziilor se micșorează la jumătate.

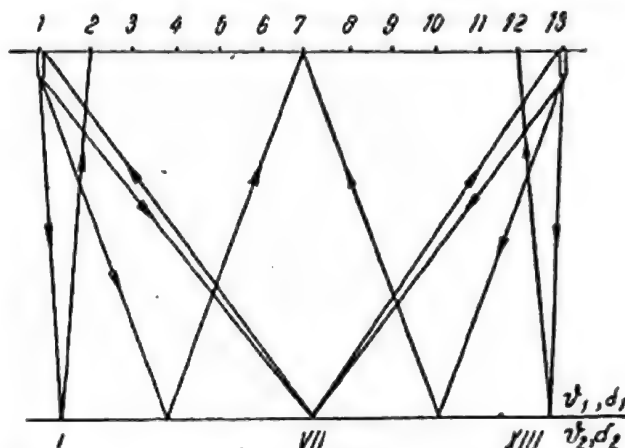


Fig. 162. Tehnica înregistrării undelor reflectate prin procedeul corelației continue.

În cazul în care în subsol există suprafețe foarte bune de reflexie, care se conservă lateral pe suprafețe foarte mari, corespund unor forme structurale

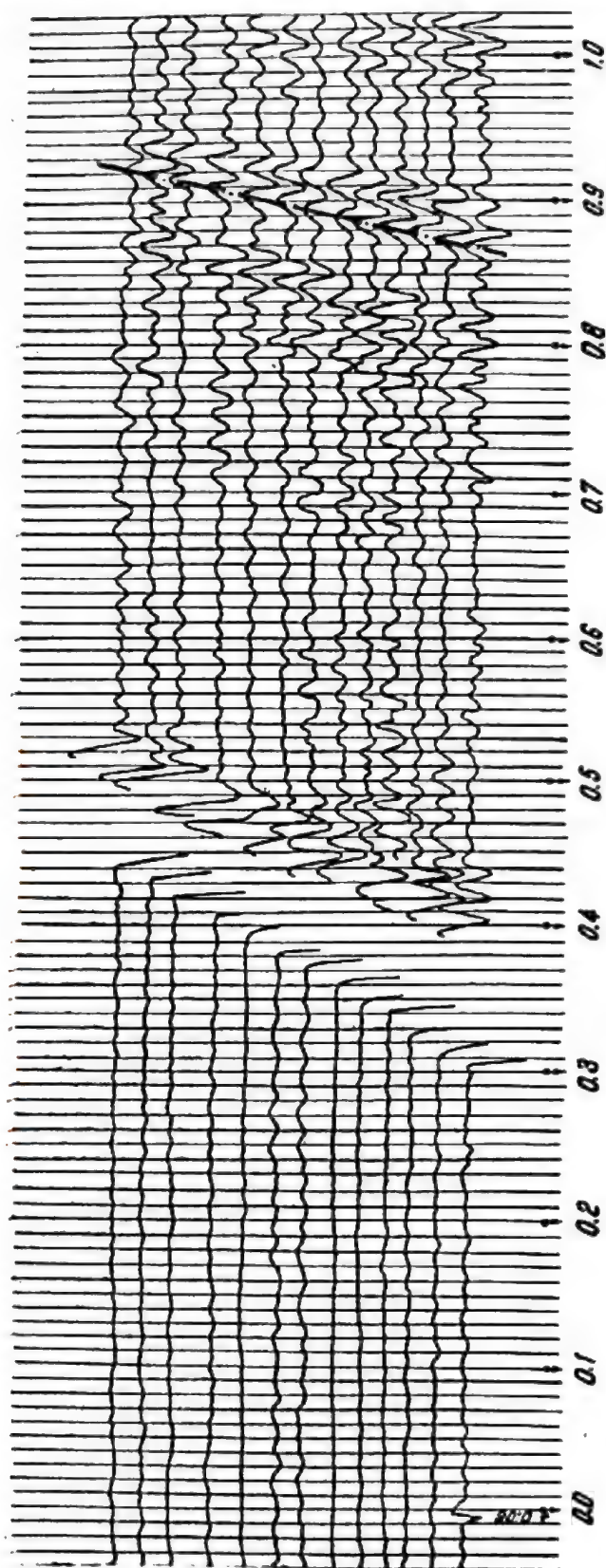


Fig. 163. Portiune dintr-o seismogramă de reflexie.

mai simple (de exemplu monocline) și sîntem interesați a obține informații asupra lor cu urgență mare, se poate folosi procedeul profilării discontinue. În acest caz se fac înregistrări pe panouri de reflexie situate la o distanță oarecare între ele (1—2 km), cu aranjamentul geofonilor simetric față de punctul de explozie, iar corelația între date se face direct pe secțiunea seismică prin interpolare.

Prelucrarea materialului înregistrat, respectiv a seismogramelor de reflexie, se face avînd la bază construirea hodografilor undelor reflectate, folosind diferențele de timp dintre momentul de explozie și sosirile undelor reflectate la suprafață pentru fiecare canal în parte determinate pe seismograme, precum și distanțele dintre punctul de explozie și geofonii respectivi.

În figura 163 este reprodusă o porțiune dintr-o seismogramă de reflexie obținută cu o stație cu 12 canale, din care apare clar momentul de explozie și axa din sinfază a impulsurilor corespunzătoare unei unde reflectate.

Se poate urmări pe această seismogramă porțiunea corespunzătoare între momentul exploziei și sosirea undei directe la geofoni (între timpul 0 și timpii circa 0,30—0,52 s), în care geofonii nu înregistrează decît microseisme; amplitudinea oscilațiilor produse de unda directă este adesea de cîteva sute de ori și chiar de

cîteva mii de ori mai mare decît aceea produsă de undele reflectate. O dată puși în vibrație, geofonii oscilează cu amplitudine mai mare, și uneori înregistrează unde refractate sau chiar reflectate de la limite de separație situate la adîncimi mici, care în general se separă greu pe seismograme. În fine, la timpii circa 0,87—0,91 s se înregistrează la geofoni un prim impuls clar al unei unde reflectate, a căror fază se situează pe o axă de sinfază dreaptă. Acesta este de fapt un caz particular, deoarece în general axele de sinfază în reflexie sînt curbe. Curbura lor depinde de lungimea panoului, adîncimea limitei de separație de la care vine unda reflectată și valoarea vitezei de propagare cu care această undă călătorește în subsol.

Corelarea undelor reflectate sosite la panouri vecine se face după aceleași criterii ca și în cazul undelor refractate, așa cum s-a arătat în capitolul XXIII. În cazul undelor reflectate, esențial este ca această operație să se facă pe fază, avînd la bază valorile de timp la geofonul comun celor două panouri alăturate. Corelarea fazelor este posibilă, deoarece distanța între geofoni fiind mică, unda reflectată sosește la doi geofoni alăturați la o distanță de timp foarte mică, astfel încît oscilațiile solului vor produce impulsuri pe seismogramă, care se vor deosebi foarte puțin ca formă între ele. Deoarece forma acestor impulsuri se conservă în absența unor unde perturbatoare sau a unor interferențe de unde, marcarea axelor de sinfază este ușurată și, de asemenea, corelarea pe fază de la un panou la altul.

O dată fixate axele de sinfază și efectuată corelarea lor pe profil, se determină timpii de reflexie ai fiecărei unde reflectate pentru fiecare geofon. Înainte de a trece la construirea hodografilor, este necesar ca să se aplice corelațiile de timp pentru zona de viteze mici și pentru variațiile de relief, deoarece aceste două cauze produc deformări ale hodografilor care îi îndepărtează mult de la forma teoretică de hiperbolă. Aceste corecții au o expresie analitică mai simplă decît în cazul refracției, deoarece undele reflectate sosesc la suprafață după o rază de undă aproape verticală.

Corecția de relief urmărește corectarea timpilor de reflexie la geofonii plasați la altitudini diferite pe un relief oarecare. Alegînd un plan de referință și notînd Δh diferențele de altitudine a geofonilor față de acesta, valoarea acestei corecții va fi

$$\Delta t_r = \frac{\Delta h}{v_1}, \quad (340)$$

în care v_1 este viteza de propagare a undelor elastice în mediul de deasupra primei suprafețe de reflexie, această corecție făcîndu-se în ipoteza inexistenței unei zone de viteze mici.

Corecția pentru zona de viteze mici sau, mai simplu, corecția de zonă cum i se spune în practică urmărește eliminarea întîrzierilor în timpii de reflexie produși de zona de alterație de la suprafață, în care undele elastice călătoresc cu o viteză mult mai mică (300—100 m/s) decît în roca vie. Expresia analitică a acestei corecții este

$$\Delta t_z = z \left(\frac{1}{v_0} - \frac{1}{v_1} \right), \quad (341)$$

în care z este grosimea Z.V.M. la geofonul respectiv, iar v_0 valoarea vitezei de propagare a undelor elastice în Z.V.M.

Determinarea variațiilor de grosime a zonei de viteze mici se face cu ajutorul profilurilor scurte de refracție, așa cum s-a arătat în capitolul XXIII.

Cu timpii de reflexie corecți, așa cum s-a indicat mai sus, pot fi acum construiți hodograful undelor reflectate.

1.3. Metode de determinare a vitezei de propagare a undelor elastice. Problema determinării vitezelor de propagare a undelor elastice, în metodele seismometrice bazate pe reflexia undelor elastice este, așa cum s-a precizat de altfel mai înainte, o problemă foarte complicată. Dificultățile provin din variațiile mari ale vitezei legate de variațiile de facies litologic ale rocilor, din necesitatea stabilirii cât mai exacte a poziției în subsol a unor limite de separație situate la adâncimi relativ mici, precum și din legătura analitică mai complicată dintre viteza de propagare și elementele structurale (adâncime și înclinare) concretizată în ecuația hodografului undei reflectate.

Există două căi principale pentru determinarea vitezei de propagare a undelor elastice în lucrările de seismică-reflexie.

Prima cale este **d i r e c t ă** și necesită efectuarea unor operații speciale pentru determinarea vitezei de propagare. Aceste operații sînt reprezentate de *seismocarotaj* și *carotajul continuu al vitezei* și necesită existența unei găuri de sondă, ceea ce nu se realizează în cazul general.

Principiul seismocarotajului este următorul. Se introduce în gaura de sondă un geofon special construit, la o adâncime oarecare z . Efectuînd o explozie în vecinătatea gurii găurii de sondă la o distanță x , se înregistrează la geofon unda directă.

În acord cu figura 164, timpul de parcurgere a undei directe de la punctul de explozie O_1 la geofonul de sondă din poziția G_1 va fi

$$t_1 = \frac{1}{v_{1(1)}} \cdot \sqrt{x^2 + z_1^2}, \quad (342)$$

iar la geofonul de sondă într-o altă poziție G_2

$$t_2 = \frac{1}{v_{1(2)}} \cdot \sqrt{x^2 + z_2^2}. \quad (343)$$

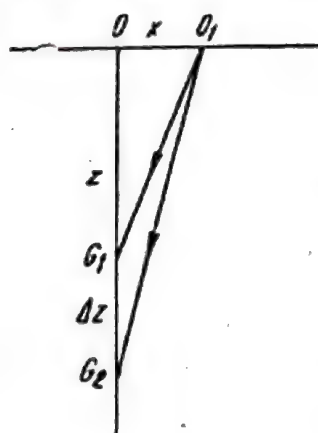
Din valorile timpilor se pot determina fie direct valorile vitezei pentru pachetele de roci de la suprafață la adâncimea z respectivă, de exemplu:

$$v_{1(1)} = \frac{1}{t_1} \cdot \sqrt{x^2 + z_1^2}, \quad (344)$$

fie viteza medie pentru un anumit pachet de grosime Δz din subsol, de exemplu:

$$v_{1(m)} = \frac{\Delta z}{\Delta t}. \quad (345)$$

Fig. 164. Principiul seismocarotajului.



Datele obținute în modul acesta prin seismocarotaj ne permit să cunoaștem valoarea vitezei de propagare a undelor elastice pentru anumite grosimi ale stratificației și să întocmim o curbă de variație a vitezei de propagare cu adâncimea și prin ea să cunoaștem legea de variație cu adâncimea a acestei mărimi.

Seismocarotajul prezintă unele dezavantaje, prin aceea că ne conduce la o curbă de variație a vitezei cu adâncimea, care ne dă variațiile medii ale acestei mărimi pe intervalul de adâncime corespunzător pozițiilor geofonilor de sondă; în plus, precizia de determinare a vitezelor medii este invers proporțională cu lungimea intervalului folosit.

Aceste dificultăți dispar la folosirea carotajului continuu de viteză.

Principiul carotajului continuu de viteză apare clar din figura 165. Măsurătorile presupun un aparat special care conține un emițător de unde elastice (E), cu frecvență înaltă și un receptor (R)¹.

Distanța între emițător și receptor este în general de 1,8 m. Drumul unei unde elastice apare din figura 165, stînga, și se vede că ea călătorește prin refracție în peretele găurii de sondă. Din cauza prezenței noroiului de foraj în gaura de sondă și a unei zone de invadare a acestuia în cazul stratelor cu porozitate mai mare, valorile vitezei determinate cu un astfel de dispozitiv pot fi afectate de erori care ating pînă la 10%. Din această cauză se preferă un dispozitiv de fund cu două receptoare, ca acela din figura 165, dreapta. Un astfel de dispozitiv diferențial elimină drumurile parcurse în interiorul găurii de sondă, rămînînd efectiv numai acela parcurs prin peretele găurii de sondă (trasat mai gros în figură). Dacă l este distanța dintre receptoarele R_1 și R_2 (lungimea dispozitivului), iar t_i este timpul de interval, atunci valoarea medie a vitezei pe o distanță corespunzătoare lungimii dispozitivului va fi

$$v_i = \frac{l}{t_i}. \quad (346)$$

Înregistrarea variațiilor de timp t_i exprimate în μs se face cu un echipament de suprafață, prin intermediul unui cablu electric care servește și la manevrarea aparatului de fund în gaura de sondă.

În figura 166 este reprodusă o diagramă de variație diferențială a timpului de interval de-a lungul unei găuri de sondă, din care se poate constata modul

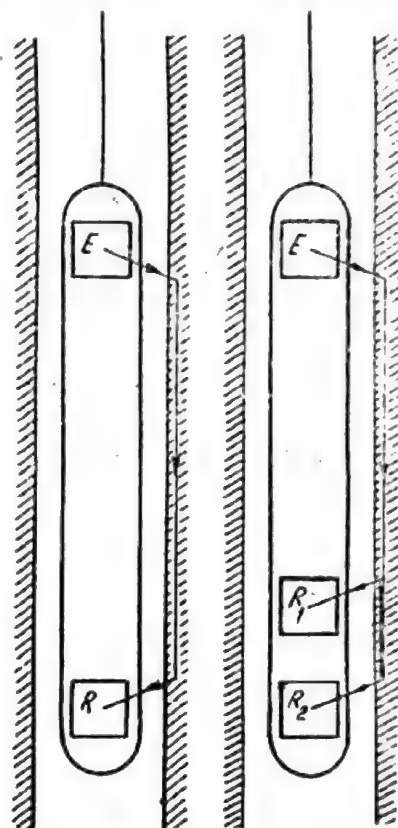


Fig. 165. Aparatul de fund pentru carotajul continuu de viteză.

¹ Schwaetzer T., *La mesure de la vitesse par le carottage continu (CVL); precision des mesures et discussions de quelques résultats*, Geophysical prospecting, VI, 3, 1958

în care se diferențiază pachetele de roci din punctul de vedere al vitezei de propagare a undelor elastice.

În figura 167 este reprodusă o diagramă de variație diferențială a vitezei de interval de-a lungul unei găuri de sondă, din care reiese aceeași diferențiere, exprimată de data aceasta chiar în termeni de viteză.

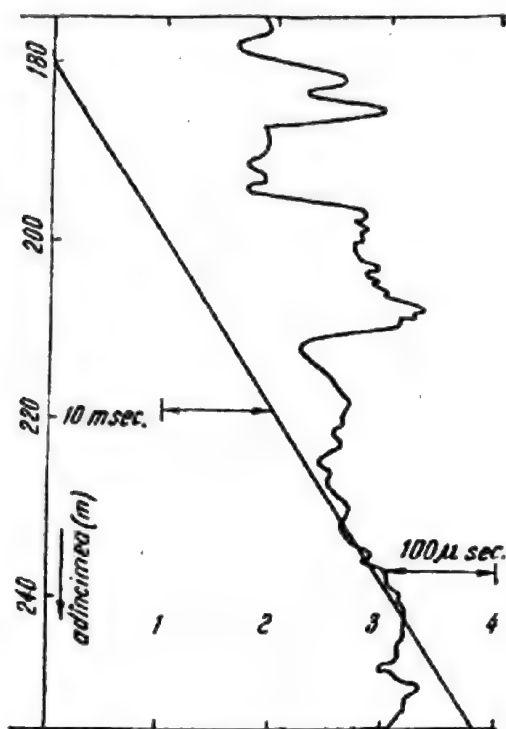


Fig. 166. Exemplu de diagramă de variație a timpului de interval.

Cartotajul continuu de viteză prezintă mari avantaje, deoarece se obțin cu ajutorul lui date continue asupra variației vitezei de propagare a undelor

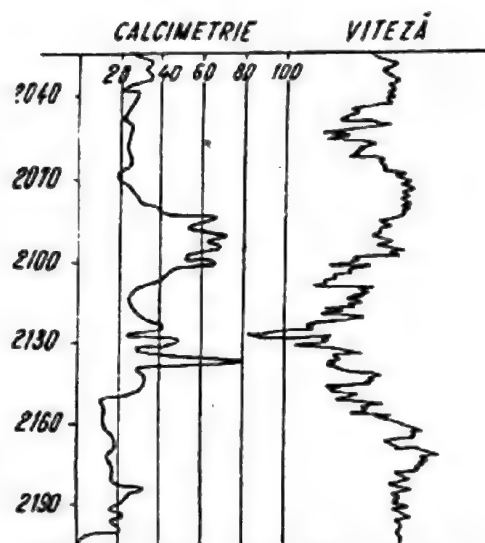


Fig. 167. Exemplu de diagramă de variație a vitezei de interval.

elastice de-a lungul găurii de sondă; în plus, intervalul pe baza căruia se determină fiind constant și foarte mic în valoare, valorile determinate au aceeași precizie și în același timp eroarea de determinare este foarte mică.

În forma în care este prezentată în figura 167, diagrama de variație a vitezei este o diagramă diferențială. Pentru a fi folosită în cazul determinării valorii absolute a vitezei la anumite adâncimi, așa cum este necesar în prospecțiunea seismică-reflexie, această curbă trebuie integrată; în același timp, astfel de diagrame servesc și la identificarea orizonturilor reflectatoare traversate de către gaură de sondă, ceea ce este foarte important pentru interpretarea geologică a secțiunilor seismice.

Diagrama variației diferențiale a vitezei de propagare a undelor elastice poate servi însă și pentru studiul stratificației traversate de gaura de sondă în legătură cu anumite proprietăți ale rocilor sau pentru identificarea și separarea straturilor și complexelor în interpretare complexă cu diagramele obținute prin alte metode de carotaj geofizic. Îndeosebi, ea servește pentru corelații geologice în legătură cu stratele argiloase.

Variația diferențială a vitezei este inversă față de variația obținută prin argilometrie, însă se poate paraleliza foarte bine cu aceea obținută prin

calcimetrie. În figura 167 este reprodusă și o curbă calcimetrică pe același interval al găurii de sondă. Principalele informații care le furnizează diagrama variației diferențiale a vitezei sînt următoarele:

— în complexe calcaroase, marnocalcaroase și argiloase, minimele de viteză la care nu corespund minime calcimetrice indică o creștere a porozității rocilor;

— în complexe silicioase, minimele de viteză se datoresc fie unei creșteri a porozității, fie unor intercalații argiloase.

După cum a reieșit din cele prezentate mai sus, seismocarotajul și mai ales carotajul continuu de viteză rezolvă în bune condiții problema determinării vitezei de propagare a undelor elastice. Din nefericire, aceste procedee sînt limitate de existența unor găuri de sondă, ceea ce face ca aplicarea lor să fie foarte restrînsă.

În general, prospecțiunile seismometrice se execută în regiuni în care nu există condiții pentru aplicarea acestor procedee. Rezolvarea problemei determinării vitezei de propagare a undelor elastice în acest caz se poate face pe cale *i n d i r e c t ă*, cu o precizie însă mai redusă.

Procedee indirecte de determinare a vitezei de propagare a undelor elastice sînt multe la număr și toate se bazează pe hodograme de reflexie construite după seismograme. Precizia mai redusă a valorilor vitezei determinate după hodograme derivă din ipoteza care stă la baza tuturor acestor metode, și anume că hodogramele sînt curbe de tip hiperbolă, ceea ce în cazul hodografilor reali (și mai ales pentru strate reflectatoare adînci) nu este satisfăcut, în primul rînd din cauză că suprafețele de reflexie nu au o formă plană, așa cum se consideră teoretic la stabilirea ecuației hodografului.

Dintre aceste procedee vom exemplifica numai următoarele:

— *Procedeul Riznicenko sau metoda hodografilor teoretici*, care constă din compararea hodografilor experimentali cu hodograme teoretice, calculați pentru diferite valori ale punctului imagine E' (deci a distanței z la limita de separație) și o anumită valoare a vitezei v_1 , de obicei egală cu 2. Hodograful teoretic pentru care se obține cea mai bună suprapunere cu cel experimental furnizează valorile t_0 și z , cu ajutorul cărora se poate determina valoarea reală a vitezei.

— *Procedeul Bugailo sau metoda diferențelor constante*. Acest procedeu constă în următoarele. Să scriem relațiile deduse din ecuația hodografului unei reflectate și în acord cu notațiile din figura 168, pentru două puncte situate la distanțele x și $x+m$ de punctul de explozie:

$$v_1^2 t_1^2 = x^2 + 4z^2 + 4x \cdot z \cdot \sin \theta \quad (347)$$

$$\text{și} \quad v_1^2 t_2^2 = (x+m)^2 + 4z^2 + 4 \cdot (x+m) \cdot z \cdot \sin \theta \quad (348)$$

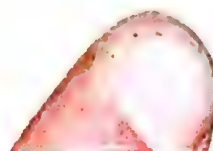
scădem relația (347) din relația (348)

$$v_1^2 \cdot (t_2^2 - t_1^2) = 2x \cdot m + m^2 + 4m \cdot z \cdot \sin \theta \quad (349)$$

și făcînd substituția $u = t_2^2 - t_1^2$, se obține

$$u = \frac{2m}{V_1^2} \cdot x + \frac{m \cdot (m + 4z \cdot \sin \theta)}{V_1^2}, \quad (350)$$

care reprezintă ecuația unei drepte într-un sistem de coordonate (x, u) , a cărei pantă este $2m/v_1^2$.



Practic, se alege după hodograful experimental mai multe perechi de astfel de puncte și se construiește graficul din figura 168 jos, care va avea aspectul unei drepte (în cazurile reale, deoarece punctele nu se vor situa riguros pe o dreaptă, se trasează dreapta medie). Din valoarea pantei acestei drepte

$$\frac{\Delta u}{\Delta x} = \frac{2m}{V_1^2} \quad (351)$$

se determină valoarea vitezei

$$v_1 = \sqrt{2m \cdot \frac{\Delta x}{\Delta u}}. \quad (352)$$

— *Procedeeul Gurvici sau metoda hodografilor încrucișate.* Acest procedeu pleacă de la ecuațiile a doi hodografi de reflexie încrucișate, care au punctele de explozie situate la distanța l și care sînt în acord cu notațiile din figura 169

$$v_1^2 t_1^2 = x^2 + 4z_1^2 + 4x \cdot z_1 \cdot \sin \theta \quad (353)$$

și

$$v_1^2 t_2^2 = (x + l)^2 + 4z_2^2 + 4 \cdot (x + l) \cdot z_2 \cdot \sin \theta. \quad (354)$$

Din figura 169 se constată că există relația $z_2 = z_1 - l \cdot \sin \theta$. Prin combinarea relațiilor de mai sus se poate obține

$$[v_1^2 \cdot (t_2^2 - t_1^2)] = 2l \cdot x \cdot (1 - 2 \cdot \sin^2 \theta) + l^2 - 4 \cdot z_1 \cdot l \cdot \sin \theta \quad (355)$$

și considerînd $u = t_2^2 - t_1^2$

$$u = \frac{2l \cdot \cos 2\theta}{V_1^2} \cdot x + \frac{l \cdot (l - 4 \cdot z_1 \cdot \sin \theta)}{V_1^2}, \quad (356)$$

care de asemenea reprezintă ecuația unei drepte cu panta $2l \cdot \cos 2\theta / V_1^2$ în sistemul de coordonate (x, u) .

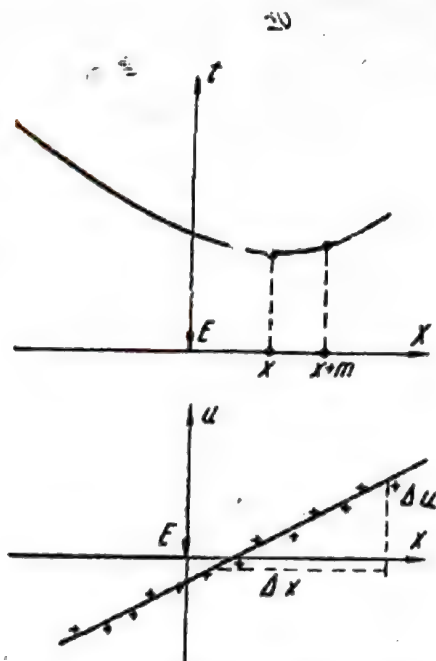


Fig. 168. Exemplificarea procedeeului Bugailo.

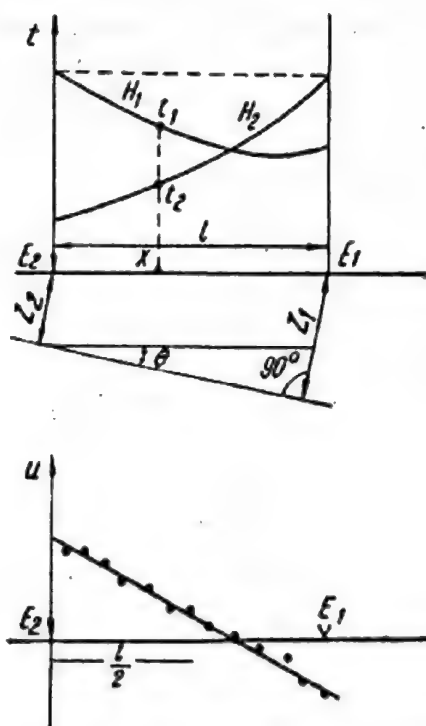


Fig. 169. Exemplificarea procedeeului Gurvici.

Alegându-se după hodograful experimental mai multe perechi de astfel de puncte, se construiește graficul din figura 169 jos, care va avea aspectul unei drepte. Din valoarea pantei acestei drepte

$$\frac{\Delta u}{\Delta x} = \frac{2l \cdot \cos 2\theta}{V_1^2} \quad (357)$$

se obține valoarea vitezei

$$v_1 = \sqrt{2l \cdot \cos 2\theta \cdot \frac{\Delta x}{\Delta u}} \quad (358)$$

Nu este cazul de insistat prea mult asupra acestor procedee de determinare indirectă a vitezei de propagare a undelor elastice. Așa cum s-a precizat din capul locului, ele sînt foarte utile, deoarece ne furnizează valori ale acestei mărimi în condiții suficient de bune acolo unde nu sînt posibile determinări prin metode directe și îndeosebi prin carotaj continuu de viteză.

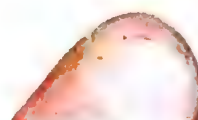
1.4. Construirea limitelor de reflexie. Valorificarea datelor înregistrate în lucrările seismometrice pe baza undelor reflectate se concretizează în secțiuni seismice și hărți structurale de reflexie.

La baza construcției secțiunilor seismice stau hodograful undelor reflectate. Acești hodografi sînt construiți pentru toate undele reflectate care au fost corelate și la care valorile timpilor de reflexie au fost în prealabil corectate pentru efectele de relief și de zonă de viteze mici, așa cum s-a arătat mai înainte. Construirea lor se face pe un singur grafic, la scară, astfel încît în final se obține o suită de hodografi încrucișați pentru întreg profilul studiat.

În majoritatea cazurilor, hodograful apar fragmentați, adică segmentele corespunzătoare diferitelor panouri nu se încheie într-o curbă unitară. Această fragmentare provine în multe cazuri din operația de corelare pe fază fie din cauză că de la o seismogramă la alta se alege o altă fază, deoarece este mai clară, fie din cauza existenței unor unde perturbatoare care modifică forma impulsurilor undei reflectate și produc defazări ale acesteia. În alte cazuri, fragmentarea poate proveni de la adîncimea diferită a găurilor de împușcare, care poate introduce diferențe la timpii de sosire ai undelor reflectate care ating 2—5 milisec.

Întregirea hodografulor se face prin operația de balansare. Aceasta constă din deplasarea printr-o mișcare de translație verticală a diferitelor segmente în raport cu unul din ele care rămîne fix, astfel încît hodograful să apară unitar, ca o curbă continuă.

Avînd hodograful balansat, se poate trece acum la construirea limitelor de reflexie și deci a secțiunilor seismice. Dacă se folosesc valori ale vitezei undelor elastice determinate prin metode directe, atunci se pot calcula direct elementele structurale (adîncimi și înclinări) ale suprafețelor reflectatoare; în caz că se folosesc metode indirecte pentru determinarea valorilor vitezei, se calculează din hodografi în prealabil aceste valori, și apoi se determină elementele structurale, sau se determină simultan atît valorile vitezei cît și elementele structurale.



Au fost elaborate mai multe metode de construire a suprafețelor reflectoare. Cele mai mult folosite în practică sînt următoarele două, asupra cărora vom da cîteva detalii:

— *Metoda intersecțiilor* elaborată de G. A. Gamburgțev, care se bazează pe ipoteza că limita de reflexie este o suprafață plană sau poate fi aproximată prin segmente plane și se folosește în cazurile în care această ipoteză este corectă.

Se procedează în modul următor. Se alege pe profil două puncte s_1 și s_2 la timpii t_1 și t_2 determinați pe hodograf și se construiesc două arce de cerc cu razele

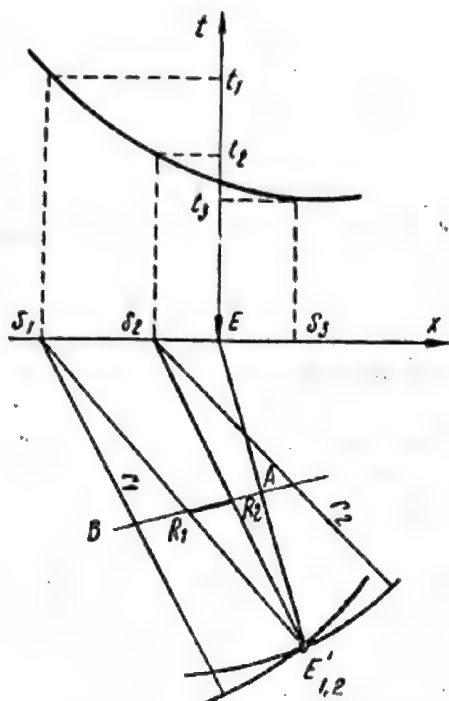


Fig. 170. Exemplificarea metodei intersecțiilor pentru construirea limitelor de reflexie.

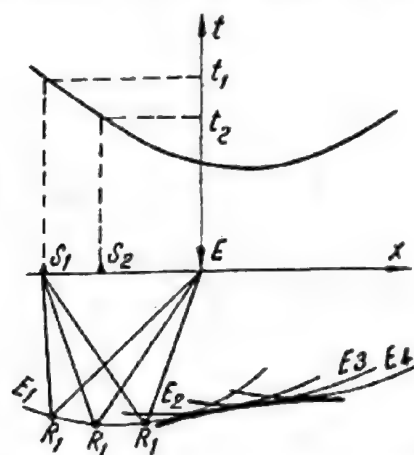


Fig. 171. Exemplificarea metodei elipselor pentru construirea limitelor de reflexie.

$r_1 = v_1 \cdot t_1$ și $r_2 = v_1 \cdot t_2$, care se vor intersecta într-un punct $E'_{1,2}$ ce reprezintă imaginea punctului de explozie în raport cu porțiunea respectivă a limitei de reflexie. Se ridică apoi perpendiculara AB la mijlocul segmentului $EE'_{1,2}$ și se duc razele $S_1E'_{1,2}$ și $S_2E'_{1,2}$. Segmentul R_1R_2 reprezintă tocmai o porțiune a limitei de reflexie. Se repetă de mai multe ori această operație, folosind perechi de puncte astfel încît să se determine limita de reflexie prin segmente plane pentru întreg hodograful. Este indicat ca punctele S_1, S_2, S_3 etc. să se aleagă la distanțe egale între ele.

— *Metoda elipselor*, elaborată de P. P. Lazarev, este folosită îndeosebi pentru limite de reflexie curbe.

Se alege un punct S_1 pe profil la un interval de timp t_1 determinat pe hodograf, față de momentul exploziei.

Lungimea razei de undă care pleacă din punctul de explozie E și se reîntoarce la suprafață prin reflexie în punctul S_1 este

$$s_1 = v_1 \cdot t_1 = \overline{ER_1} + \overline{R_1S_1}, \quad (359)$$

R_1 fiind punctul de reflexie pe limita de reflexie.

Locul geometric al tuturor punctelor de reflexie posibile R_1 este o elipsă cu focarele în E și S_1 și a cărei axă mare este tocmai s_1 . Construind elipsa E_1 , punctul de reflexie R_1 se va găsi undeva pe ea. Se alege apoi un punct apropiat pe profil S_2 , cu timpul de reflexie t_2 , și se construiește în același mod elipsa E_2 , cu focarele în E și S_2 și axa mare $s_2 = v_1 t_2$, pe care se va găsi punctul de reflexie R_2 . Se procedează în același mod pentru un număr mai mare de puncte S_i pe profil și se trasează apoi înfășurătoarea tuturor arcelor de elipsă care reprezintă tocmai porțiunea din limita de reflexie corespunzătoare hodografului respectiv.

Construirea limitelor reflectatoare se mai poate face, ca și în refracție, și prin procedeul cîmpurilor de timp; aplicarea acestui procedeu este însă destul de complicată și nu este justificată decît în cazul unor limite de reflexie care au curburi mari și formă complicată.

Construirea tuturor limitelor de reflexie pe baza hodografilor ne conduce la secțiunea seismică de reflexie în lungul profilului respectiv, care permite apoi interpretarea geologică a ei. Executarea mai multor profiluri de reflexie, care să se întretaie (cel mai indicat este ca astfel de profiluri să fie ortogonale între ele), permite construirea unor hărți structurale, cu izobate trasate pentru diversele limite reflectatoare; astfel de hărți structurale sînt foarte utile în procesul de interpretare geologică, deoarece dau o imagine concretă și foarte aproape de realitate asupra formelor structurale studiate.

1.5. Observații asupra corelației continue a undelor reflectate. Metoda corelației continue a undelor reflectate funcționează în bune condiții în regiunile în care există un număr oarecare de limite de reflexie bune și care se conservă lateral pe întinderi mari. Aceste condiții sînt destul de bine satisfăcute și în țara noastră și în alte țări ale lumii, în foarte multe regiuni; aceasta justifică faptul că această metodă se aplică cu cel mai mare volum din totalul lucrărilor de prospecțiune seismometrică.

În unele cazuri, procesul de corelare a undelor reflectate este îngreuiat din cauza unor fenomene secundare care se manifestă în seismogramele de reflexie și care alterează impulsurile deformîndu-le sau chiar făcîndu-le neevidente. Cele mai importante dintre acestea sînt următoarele:

1.5.1. Interferența undelor reflectate. Acest fenomen apare din cauză că unele secțiuni geologice pot conține un număr foarte mare de suprafețe de reflexie, care atrage după sine suprapunerea reflexiilor elementare (produse de fiecare limită în parte) și cumulara lor într-un impuls interferat. Interferența poate avea loc între impulsuri cu axe de sinfază paralele între ele sau înclinate; ultima este mai gravă, deoarece ea conduce la convergența sau chiar intersectarea axelor de sinfază pe seismograme, fapt care complică mult corelarea undelor și uneori o face chiar imposibilă, mai ales în zona din vecinătatea intersecției axelor de sinfază.

1.5.2. Suprapunerea undelor perturbatoare. Undele reflectate se înregistrează întotdeauna pe fondul unor alte unde — unde perturbatoare — ceea ce de asemenea îngreuiază procesul de corelare și uneori îl face chiar imposibil.



Cercetările au arătat că undele perturbatoare pot fi de cinci tipuri principale, și anume:

— *unde superficiale și sonore*, cu viteză mică (200—1 000 m/s). Apariția undelor superficiale este legată, în primul rând, de limita de separație sol/aer, și numai în al doilea rând de unele limite mai adânci. Apariția unei sonore este legată de efectuarea exploziilor, și astfel de unde sînt mai puternice atunci cînd exploziile se execută în puțuri de explorare sau în bazine cu apă care au o adîncime mai mică;

— *unde directe și refractate*. Undele directe sînt acelea care se propagă aproape rectiliniu de la sursă la geofon, fără a pătrunde la adîncimi mai mari și au viteza rocii vii care urmează imediat sub zona de viteze mici. Undele refractate suferă de regulă acest fenomen la baza zonei de viteze mici. Ambele tipuri de unde nu deranjează decît impulsurile provenite de la unde reflectate care apar la valori mici de timp;

— *unde reflectate-refractate și refractate-reflectate* produse de limite de separație situate la adîncimi relativ mici. Cum aceste unde au viteză comparabilă cu a undelor utile (reflectate) și uneori chiar o formă comparabilă a impulsurilor, prezența lor îngreuiază mult procesul de corelare;

— *unde transversale*, care apar îndeosebi în regiunile în care există limite de separație foarte bune la partea superioară a secțiunii geologice. O caracteristică importantă a acestor unde este aceea că au o viteză comparabilă cu a undelor superficiale, și anume 600—1 000 m/s;

— *unde multiplu reflectate*, care apar în regiunile în care există de asemenea cîteva limite de reflexie foarte bune în secțiunea geologică. În figura 172 sînt exemplificate cîteva posibilități de apariție a undelor multiplu reflectate în astfel de cazuri.

În practică, atunci cînd condițiile seismo-geologice sînt complicate, are loc o combinație a acestor unde perturbatoare, creînd un așa-numit *fond de unde*, la care se suprapun undele utile; unda rezultantă înregistrată pe seismogramă în aceste condiții poate avea oscilații foarte deformate și ca amplitudine și ca morfologie, deformări care pot merge pînă la a face impulsurile neobservabile pe seismograme.

În ceea ce privește undele multiplu reflectate sau *reflexii multiple* cum mai sînt denumite, acestea nu numai că se pot suprapune undelor reflectate normal împiedicînd identificarea și urmărirea acestora, ci pot apărea și separat, astfel încît să fie considerat drept reflexii normale la limite de separație adînci, ceea ce va conduce la construirea unor secțiuni seismice false pentru zona de adîncime a secțiunii geologice.

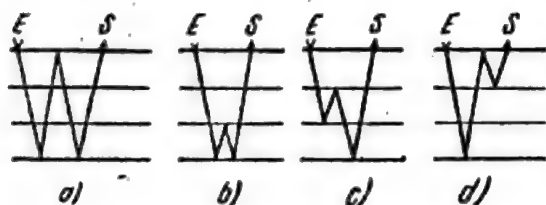


Fig. 172. Unde multiplu reflectate în cazul a trei limite de reflexie foarte bune în secțiunea geologică.

Din toate cele de mai sus apare clar că posibilitatea efectuării corelației continue a undelor reflectate nu este asigurată în toate cazurile, chiar atunci cînd în secțiunea geologică există limite de reflexie bune și continue. În astfel de cazuri, ca și în cazurile în care secțiunea geologică prezintă limite de reflexie bune dar discontinue, corelația continuă nu mai este posibilă; problema

prospecțiunii seismometrice se rezolvă prin luarea în considerare a tuturor impulsurilor, necorabile de data aceasta de la un panou la altul și construirea limitelor de reflexie fragmentare care le-au generat. În acest caz, secțiunile seismice de reflexie nu vor mai conține limite de reflexie continue, ci limite discontinue, așa-numite *elemente de reflexie*, care prin înclinarea și poziția lor în subsol vor da totuși o imagine destul de bună asupra formelor structurale prezente în secțiunea geologică.

2. SEISMOSONDAJUL

Seismosondajul reprezintă o variantă a prospecțiunii seismometrice pe baza reflexiei undelor elastice care se folosește fie în completarea corelației continue, fie mai ales în regiunile cu relief accidentat acolo unde nu se poate asigura executarea de profiluri de reflexie, a căror direcție să fie menținută pe distanțe mari. Caracteristic pentru acest procedeu este că seismosondajele se execută independent unele de altele, furnizând informații asupra unor segmente singulare pe limitele de reflexie. În principal, cu ajutorul seismosondajului se determină direcția liniei de cea mai mare pantă a suprafețelor reflectatoare în anumite puncte și înclinarea lor; din datele înregistrate se poate stabili și adâncimea acestor suprafețe în punctele respective.

Seismosondajul se poate aplica în două forme: central și spațial.

2.1. Seismosondajul central. La executarea seismosondajelor centrale se folosesc panouri cu punctul de explozie în centrul lor. Un seismosondaj de acest tip este reprezentat de două sau trei astfel de panouri care au punctul de explozie comun. Unghiul pe care îl fac panourile între ele poate fi de 90° (seismosondaj în cruce) sau de 60° (seismosondaj în stea).

Înclinarea limitei de reflexie pe direcția unui panou se determină după principiul următor (v. fig. 173).

Timpul în care unda elastică va parcurge drumurile $OA'A$ și $OB'B$ la geofonii extremi ai panoului va fi diferit, datorită înclinării limitei de reflexie cu unghiul α . Să notăm cu Δt diferența de timp de sosire la geofonii din A și B a undei reflectate, diferență care se determină direct de pe seismogramă. Ducând o paralelă la limita de reflexie prin punctul A și asimilând triunghiul $AB''B$ cu un triunghi dreptunghi (ipoteză care este valabilă în condițiile în care are loc reflexia undelor elastice), se poate scrie relația

$$\overline{BB''} = \overline{AB} \cdot \sin \alpha \quad (360)$$

sau

$$v_1 \cdot \Delta t = d \cdot \sin \alpha \quad (361)$$

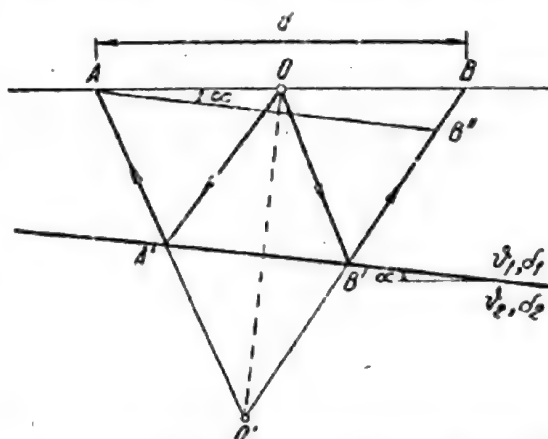


Fig. 173. Schiță pentru exemplificarea principiului de determinare a înclinării limitei de reflexie în cazul seismosondajului.

din care derivă relația care ne dă valoarea unghiului de înclinare

$$\sin \alpha = \frac{v_1 \cdot \Delta t}{d} . \quad (362)$$

Este de precizat că unghiul α determinat așa cum s-a arătat mai sus, reprezintă înclinarea suprafeței de reflexie pe direcția panoului (în panoul vertical ce corespunde direcției panoului).

Direcția liniei de cea mai mare pantă și înclinare reală a suprafeței de reflexie se obține din combinarea datelor stabilite pentru fiecare panou al seismosondajului central, prin compunerea vectorială a înclinărilor raportate grafic la o scară convenabilă.

Trebuie precizat că diferențele de timp Δt citite pe seismogramă trebuie corectate pentru efectul reliefului și al zonei de viteze mici înainte de a fi folosite la calculul unghiului de înclinare α .

Rezultatele seismosondajului central servesc la construirea în mai bune condiții a hărților structurale, precizând înclinările stratificației în spațiul dintre profilurile de corelație continuă sau constituie baza construirii secțiunilor seismice sau a hărților structurale în regiunile de relief accidentat.

2.2. Seismosondajul spațial. Un alt tip de seismosondaj este seismosondajul spațial, creație a cercetătorilor sovietici Zavialov și Stolearova.

Caracteristica esențială a acestui tip de seismosondaj este aceea că punctul de explozie este exterior dispozitivului de înregistrare, de obicei situat la 2—3 km de centrul acestuia. Dispozitivul de înregistrare poate fi constituit din două sau trei panouri, situate în cruce, în stea sau în unghi drept. De asemenea, caracteristic este faptul că din același punct de explozie se poate înregistra pe mai multe dispozitive, după cum pe același dispozitiv se poate înregistra împușcând în mai multe puncte de explozie.

Seismosondajul spațial furnizează de asemenea valori de adâncime și înclinare a limitelor reflectatoare, ca și în cazul seismosondajului central. Construirea lor se poate face așa cum s-a arătat la seismosondajul central, sau folosind diagrame speciale, așa cum va fi arătat mai departe la metoda RNP.

Seismosondajul spațial se folosește la determinarea structurilor geologice complicate, cu înclinări mari și care realizează suprafețe reflectatoare cu curbura mare, precum și în regiunile cu relief foarte accidentat. O problemă foarte delicată în prezentarea grafică sau cartografică a rezultatelor seismosondajului spațial este aceea a amplasării elementelor reflectatoare, deoarece este foarte greu de cunoscut direcția din care a venit unda elastică reflectată în dispozitivul în care a fost înregistrată. Pentru aceasta este indicat ca să se valorifice toate impulsurile care apar pe seismograme, chiar dacă ele conduc la direcții și înclinări contradictorii. Interpretarea tuturor acestor date, pe secțiuni sau pe planuri de situație cu vectorii înclinați, are un caracter calitativ și se face pe bază statistică, urmărind tendințele de orientare și de valoare a înclinărilor. Din cauza aceasta, seismosondajul spațial nu este în măsură să indice decât poziția axelor anticlinale și sinclinale, în cazuri mai rare chiar și a falilor, iar rezultatele trebuie privite cu oarecare rezervă în ceea ce privește valorile de adâncime sau alte detalii în legătură cu formele structurale studiate.

3. METODA RNP

După cum s-a arătat mai înainte, apariția unor fenomene de interferență sau suprapunere a undelor îngreuiază sau chiar face imposibilă recunoașterea și valorificarea axelor de sinfază a undelor reflectate de anumite suprafețe de reflexie din subsol prin procedeul corelației continue. În condițiile studierii prin prospecțiunea seismometrică a unor forme structurale mai complicate, care realizează suprafețe de reflexie curbe și cu înclinări mari, fenomenele de interferență a undelor reflectate devin foarte frecvente. Separarea în zonele de interferență a undelor primare provenite din reflexie pe astfel de suprafețe, care sosesc la suprafață cu viteză aparentă diferită și se manifestă prin impulsuri pe seismograme cu axe de sinfază care au înclinare diferită, este posibilă în multe cazuri prin procedeul RNP sau procedeul *recepției direcționale reglabile*¹.

Principiul metodei recepției direcționale reglabile asupra aparaturii căreia au fost date lămuririle esențiale în capitolul XXII poate fi arătat în mod simplu printr-un exemplu teoretic.

În figura 174, partea de sus, este considerat cazul interferenței a două unde care sosesc la suprafață cu viteză aparentă net diferită, impulsurile având axe de sinfază cu înclinări diferite.

În partea de jos a aceleiași figuri sînt prezentate benzile de sumare pentru fiecare din undele primare, precum și pentru unda interferată. Trebuie constatată remarcabila putere de separare a celor două unde primare pe sumogramă, ceea ce nu este posibil pe seismograma normală pe care unda interferată poate fi foarte ușor confundată cu o undă primară de anumite caracteristici, sosită la suprafață prin reflexie normală.

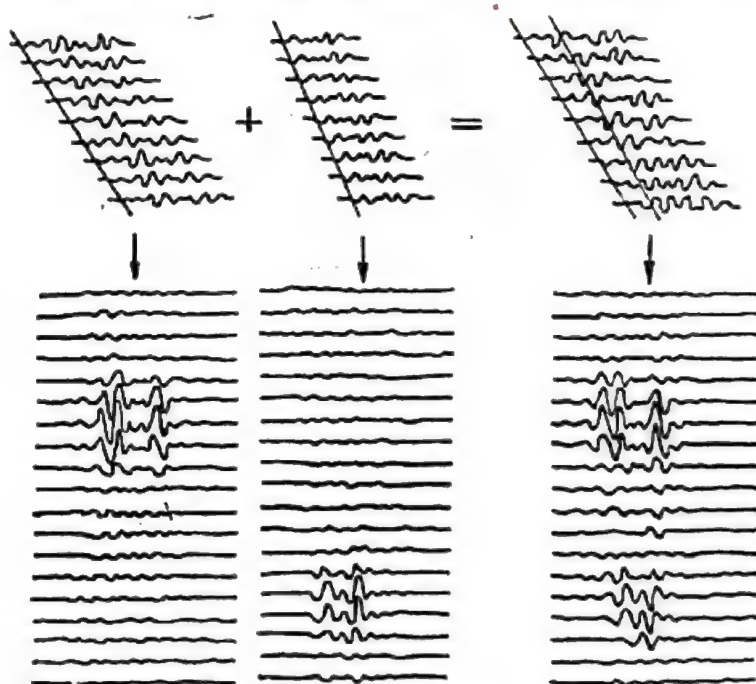


Fig. 174. Separarea pe sumogramă a două unde primare interferate.

¹ Riabinkin L.A., *Reguliruemii napravlennii priem (RNP) seismiceskih voln i osnovi ego razreşainşcei sposobnosti*, Voprosi reguliruemogo napravlennogo priema (RNP) seismiceskih voln, Gostoptehizdat, Moskva, 1957.

Această posibilitate de separare a undelor primare pe sumograme, așa cum apare din cazul teoretic prezentat mai sus, este perfect confirmată în multe cazuri practice.

Așa cum a reieșit deja la prezentarea aparaturii, seismogramele înregistrate prin procedeul lățimii variabile cu oscilografii de înregistrare transversală sînt prelucrate în sumatorul fotoelectric care furnizează sumograma.

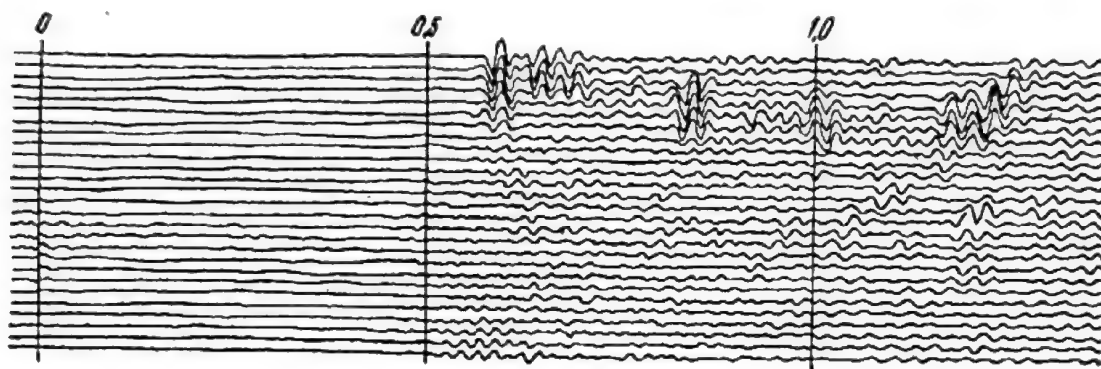


Fig. 175. Porțiune dintr-o sumogramă înregistrată într-un caz real.

În cele ce urmează vom prezenta modul cum sînt valorificate sumogramele pentru a se ajunge la secțiunea seismică de reflexie.

În figura 175 este reprodusă, după Riabinkin și Napalkov¹, o porțiune dintr-o sumogramă realizată într-un caz real în Bașkiria U.R.S.S. Se poate constata pe sumogramă modul cum apar separate undele primare care au fost interferate pe seismogramă, prin oscilații pe cîteva canale de sumare, care prezintă o amplitudine maximă la canalul de centru al grupului în care apar; absolut în același mod apare pe sumogramă și impulsul de pe filmul oscilografului, corespunzător momentului exploziei.

Construirea elementelor de reflexie se face nemijlocit după timpii t_i de sosire la suprafață a undelor primare reflectate și după creșterile de timp Δt_i , folosind niște diagrame speciale cu izocrone și raze de undă.

Pentru determinarea celor două mărimi care interesează, se procedează în modul următor. Se notează mai întîi canalul de sumare pe care apare amplitudinea maximă a oscilației undei primare, fixîndu-se printr-un punct pe linia canalului de sumare locul maximului oscilației; în cazul în care unda primară se manifestă pe banda de sumare prin două oscilații maxime cu amplitudine egală, se fixează printr-un punct situat la jumătatea distanței dintre cele două canale.

¹ Riabinkin L.A., Napalkov Iu. V., *O metodike interpretații dannih metoda RNP*, Voprosi reguliruemogo napravlenno priema (RNP) seismiceskih voln, Gostoptehizdat, Moskva, 1957.

Timpii de sosire t_i , se măsoară pe axa orizontală a sumogramei, de la axa de sinfază O (a momentului exploziei), pînă la axa de sinfază a reflexiei primare luată în considerație. La evaluarea timpilor de sosire se folosesc marcele verticale de timp de pe sumogramă.

Creșterile de timp Δt_i se măsoară pe axa verticală de la linia orizontală care trece prin punctul marcat la oscilația maximă pe axa de sinfază O și pînă la punctul marcat la oscilația maximă a fiecărei reflexii primare care apare pe sumogramă. Evaluarea creșterilor de timp se face pe baza intervalului de timp (decalaj de timp) de 0,006 s dintre canalele de sumare.

O dată determinate valorile t și Δt pentru fiecare sosire a undelor elastice pe sumogramă, se construiește poziția elementului reflectator folosind, așa cum s-a precizat deja, o diagramă specială. O astfel de diagramă conține un sistem aproape concentric de curbe izocrone, ale timpilor t , de obicei la interval de 0,1 s., care reprezintă în fapt poziția fronturilor de undă. Un al doilea sistem de curbe radiale, calculate pentru o anumită lege de variație a vitezei cu adîncimea admisă ca valabilă în regiunea respectivă, reprezintă razele de undă curbe care cad pe limite de reflexie cu diferite înclinări și deci caracterizate prin valorile Δt respective. De obicei, razele de undă sînt trasate la interval de 0,04 s ca valoare Δt . Folosind valorile t și Δt , se caută pe diagramă punctul corespunzător în ansamblul celor două sisteme de curbe și se trasează prin el o tangentă la frontul de undă, care reprezintă tocmai limita de reflexie respectivă.

Dispozitivul de geofoni sau panoul RNP este bine să nu depășească 200 m lungime (aceasta corespunde de fapt la 9 geofoni situați la distanța de 25 m, deoarece oscilografii cu înregistrare transversală are numai 9 canale), pentru că la un astfel de dispozitiv se poate considera cu suficientă precizie că îi corespunde o porțiune de hodograf al undei reflectate care este practic liniară. După poziția acestui dispozitiv față de punctul de explozie va trebui folosită o diagramă specială, calculată pentru situația respectivă. Limita reflectatoare determinată se raportează la geofonul central al dispozitivului folosit.

Metoda RNP dă bune rezultate în cartarea structurilor geologice complicate și este folosită începînd din 1962 și în țara noastră. După cum a apărut din cercetările efectuate cu ea, această metodă permite și rezolvarea unor alte probleme, pe care metoda corelației continue nu este în măsură să o facă, cum ar fi, de exemplu, punerea în evidență a limitelor de separație care nu au caracter de *oglină*, prezentînd asperități datorită cărora au loc intense interferențe a undelor reflectate de diferitele porțiuni ale ei; separarea acestor unde cu ajutorul metodei RNP permite punerea în evidență și a acestor limite de separație.

Metodele seismometrice bazate pe reflexia undelor elastice nu se reduc numai la cele prezentate mai sus. În practica modernă au apărut procedee noi de grupare a geofonilor sau a exploziilor, care de asemenea rezolvă unele pro-



bleme de înregistrare direcțională a undelor elastice reflectate. Considerînd că depășesc cadrul acestui curs, noi nu am prezentat decît pe cele mai mult folosite, și îndeosebi în țara noastră, legate în special de natura geologică diferită a problemelor care se pun în mod curent prospecțiunii seismometrice pe baza undelor reflectate.

CAPITOLUL XXV

METODE DE PROSPECȚIUNE ȘI CAROTAJ ELECTRIC BAZATE PE FENOMENE NATURALE

Din această categorie fac parte următoarele metode de prospecțiune electrometrică: metoda potențialului natural, metoda curenților telurici și metoda magneto-telurică; de asemenea, metoda carotajului de potențial natural.

Natura fenomenelor fizice sau chimice care provoacă apariția fenomenelor electrice naturale a fost expusă în capitolul X.

1. PROSPECȚIUNEA PRIN METODA POTENȚIALULUI NATURAL (PN)

Această metodă de prospecțiune electrometrică se bazează pe existența unor potențiale electrice naturale care apar în natură în anumite condiții de zăcămint ale mineralelor sau rocilor. În general, astfel de potențiale electrice apar fie la contactul dintre două pachete de roci de rezistivitate specifică diferită, fie în cazul în care în subsol se găsesc zăcăminte metalifere sau corpi constituiți din roci care, în mod particular, au o conductibilitate electrică mare, cum ar fi de pildă, șisturile grafitoase.

1.1. **Aparatura.** Aparatura pentru prospecțiunea electrometrică prin metoda potențialului natural se compune dintr-un aparat care măsoară diferențe de potențial sau intensități ale curentului electric numit „potențiometru”, din electrozi sau prize nepolarizabile și din cabluri electrice care fac legătura între prize și aparatul de măsură.

1.1.1. **Potențiometrul.** Diferențele de potențial care trebuie determinate cu o precizie cât mai mare în prospecțiunea electrometrică sînt în general mai mici de 1 V. Din acest motiv, pentru asigurarea preciziei necesare de 10^{-4} V pentru diferența de potențial și 10^{-2} amperi pentru intensitatea curentului, se folosește metoda potențiometrică de măsurare.

Metoda potențiometrică este o metodă *de compensare* sau *de zero* și constă, în principiu, din compararea diferenței de potențial ΔV_{MN} care trebuie măsurată, cu o valoare cunoscută ΔV_{PQ} cu care este adusă la egalitate. Potențio-metrele prezintă un mare avantaj față de volt-metre, aparate cu care de asemenea se pot mă-sura diferențe de potențial. După cum se știe, voltmetrul este un aparat care consumă curent. De aceea, în momentul în care vom măsura di-ferența de potențial cu un voltmetru între două prize de pământ M și N se va produce o mo-dificare a distribuției de curent existente în vecinătatea acestor prize, fapt care va face ca diferența de potențial ΔV_{MN} măsurată să fie afectată de o eroare care poate fi destul de mare. Acest lucru nu se întîmplă, dacă se folo-sește un potențiomtru, și pentru acest motiv se preferă în prospecțiunea electrometrică metoda potențiometrică pentru determinarea diferențelor de potențial.

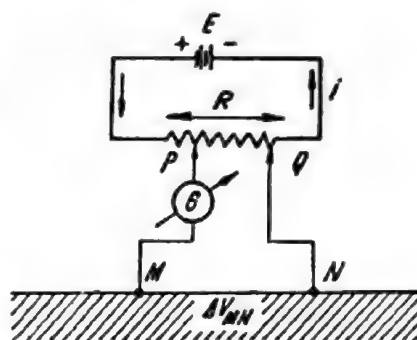


Fig. 176. Schema de principiu a dispozitivului potențiometric.

Schema de principiu a unui dispozitiv potențiometric este prezentată în figura 176. Acesta este compus din două circuite, și anume: *circuitul de ali-mentare* care conține sursa de curent E (de obicei o baterie uscată de 1,5 V) și rezistența R și *circuitul de compensare* care conține prizele M și N , între care trebuie măsurată diferența de potențial, contactele alunecătoare P și Q pe rezistența R și galvanometrul G . În circuitul de alimentare circulă un curent de intensitate i , care creează la capetele porțiunii PQ a rezistenței R o di-ferență de potențial ΔV_{PQ} . Cu ajutorul contactelor alunecătoare este variată valoarea rezistenței R_{PQ} , pînă cînd diferența de potențial ΔV_{PQ} devine egală și de sens contrar cu diferența de potențial ΔV_{MN} care trebuie măsurată. Mo-mentul în care se produce egalizarea celor două diferențe de potențial este pus în evidență de acul galvanometrului G , care se așază pe diviziunea zero a scării acestuia.

În momentul compensării vom avea deci

$$\Delta V_{MN} = \Delta V_{PQ} \quad (363)$$

și cum $\Delta V_{PQ} = i \cdot R_{PQ}$, în care $i = \frac{E}{R}$, putem scrie

$$\Delta V_{MN} = i \cdot R_{PQ}. \quad (364)$$

Relația (364) ne arată că diferența de potențial ΔV_{MN} se poate obține în mod simplu, prin înmulțirea valorii rezistenței R_{PQ} , cu care s-a realizat compensarea, cu valoarea intensității i a curentului din circuitul de alimentare.

Potențiometrul propriu-zis mai conține circuitul galvanometrului G , cu contactul F , care servește la introducerea sau scoaterea galvanometrului din circuit.

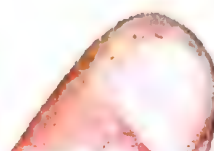
Diferența de potențial ΔV_{MN} care trebuie măsurată este aplicată la clemenele M și N , montate la partea laterală a aparatului. Cheia de contact 4 servește la închiderea sau deschiderea circuitului care conține prizele de pământ M și N .

După cum s-a arătat mai sus, pentru efectuarea compensării trebuie realizată o diferență de potențial ΔV_{PQ} , care să fie egală și de sens contrar cu diferența de potențial ΔV_{MN} care trebuie măsurată. S-a văzut că valoarea rezistenței R_{PQ} și a intensității i a curentului se reglează la valoarea necesară compensării prin modificarea rezistențelor P și Q , respectiv a poziției cheilor de contact 2 și 3. Pentru stabilirea sensului curentului în vederea realizării sensului contrar al diferenței de potențial ΔV_{PQ} , față de ΔV_{MN} , servește întrerupătorul 5, care are două poziții marcate pe aparat, cu semnele $+$ și $-$. Galvanometrul, care prin imobilitatea acului pe diviziunea zero a scării lui indică momentul compensării, trebuie să aibă o sensibilitate mare. Pentru aceasta pot fi folosite galvanometre cu sensibilitate de $1,8-4,7 \times 10^{-7}$ /div. de scară și $0,05-0,10$ mV/div. de scară.

Compensatorul de polarizație II reprezintă de fapt un potențiomtru simplificat, care este introdus în circuitul de măsurare. Funcțiunea lui este de a introduce în circuitul MN o diferență de potențial egală și de sens contrar cu diferența de potențial suplimentară creată prin polarizarea prizelor M și N , datorită curenților electrici naturali care circulă prin pământ, precum și datorită contactelor metalului electrozilor cu solul înconjurător în care sînt introduși. Folosirea acesteia are loc numai în metodele de curent continuu.

Comutatorul III mai poartă numele și de intercalator și este folosit numai la metodele de prospecțiune electrometrică, care se bazează pe fenomene electrice artificiale (metode de curent continuu). Funcțiunea lui este de a introduce sau a scoate curentul electric care circulă prin linia de emisie AB cu ajutorul cheii de contact 6 și măsurarea cu ajutorul unor rezistențe a intensității acestui curent. În circuitul cheii 6 se găsesc două rezistențe de $0,1$, respectiv $0,01 \Omega$, la capetele cărora apare o diferență de potențial care este determinată tot cu ajutorul potențiometrului și din care se deduce valoarea intensității curentului care circulă prin linia de emisie.

Compensatorul de inducție IV este folosit de asemenea numai în cazul în care se folosesc metode cu curent continuu, cu linii de emisie care depășesc $3-4$ km lungime. Funcțiunea lui este de a îndepărta forțele electromotoare care apar în circuitul de măsurare MN prin inducție, atunci cînd se conectează sau se deconectează circuitul de alimentare al liniei de emisie AB . În principiu, compensatorul de inducție se compune din două bobine cu miez de fier moale, din care una este intercalată în circuitul de alimentare AB , iar cealaltă în circuitul de măsurare MN . Cînd se conectează sau deconectează circuitul AB , în circuitul MN apar doi curenți de inducție, și anume: unul creat între cablurile întinse pe pământ ale liniilor AB și MN prin inducție mutuală și al doilea datorită forței electromotoare între cele două bobine. Prin variația intensității și a sensului curentului indus în bobine (prin comutarea capetelor bobinei din circuitul MN , modificarea numărului de spire



a bobinei care sînt introduse în circuit, deplasarea sîmburelui de fier al bobinei) se poate obține compensarea curenților din cele două bobine, astfel încît influența curenților de inducție la măsurarea diferenței de potențial ΔV_{MN} să fie minimă.

1.1.2. Cablurile electrice. Cablurile folosite în prospecțiunea electrometrică trebuie să aibă o rezistență electrică mică ($10-30 \Omega / 1000 \text{ m}$), să aibă elasticitate și rezistență mecanică mare și să fie bine izolate pentru a avea rezistență la variațiile de temperatură și la influențele precipitațiilor atmosferice. Elasticitatea și rezistența mecanică este necesară, deoarece cablurile electrice se conservă înfășurate pe bobine sau tamburi speciali, iar la desfășurare pentru pregătirea măsurătorilor sînt adesea tîrîte pe pămînt. Pentru aceasta, firul conductor al cablului este confecționat din cupru cu miez de oțel.

Conectarea cablurilor electrice între ele sau la potențiometru se face cu ajutorul unor furci speciale, confecționate din cauciuc sau alt material izolant presat, în care sînt prinse două borne cu filet care se înșurubează una în alta, borne simple sau papuci.

1.1.3. Electrozii sau prizele de pămînt. Electrozii sau prizele de pămînt, folosiți în general în prospecțiunea electrometrică, pot fi de două feluri, și anume:

Electrozi simpli, de forma unor țaruși de fier sau de cupru, în lungime de $0,50-0,75 \text{ m}$ și în diametru de $2,0-2,5 \text{ cm}$, confecționați din țevă și ascuțiți la unul din capete, pentru a putea pătrunde în pămînt cînd sînt bătuți cu un ciocan de lemn la celălalt capăt. Pentru a li se mări rezistența mecanică, uneori se introduce în interiorul țevii un lemn rezistent. La partea superioară, țeava este îngroșată pentru a se deforma cît mai puțin atunci cînd este bătută în pămînt și are un colier cu o clemă pentru conectarea cablului.

Un astfel de electrod introdus în pămînt se polarizează, dînd naștere unor diferențe de potențial locale, pe de o parte, datorită contactului metal-sol și, pe de altă parte, datorită fenomenului de electroliză, care sînt mari în valoare, atîngînd uneori cîteva sute de milivolți, nu sînt constante în timp și variază de la un punct la altul pe suprafața de prospectat.

Din acest motiv, pentru măsurarea diferenței de potențial între două puncte de pe suprafața pămîntului nu se folosesc electrozi simpli, ci *electrozi sau prize nepolarizabile*.

La prizele nepolarizabile, contactul dintre metalul electrodului și sol se face prin intermediul unei soluții, astfel încît avem, pe de o parte, un contact metal — soluție și, pe de altă parte, un contact soluție — sol, care dezvoltă diferențe de potențial locale de maximum $1-2 \text{ mV}$, ceea ce nu introduce erori prea mari în determinarea diferenței de potențial ΔV_{MN} care trebuie măsurată.

Există mai multe tipuri de prize nepolarizabile. În țara noastră se folosesc prize tip Semenov, care au dat rezultate foarte bune. Acestea sînt construite dintr-un vas poros și dintr-un dop prevăzut cu electrod de cupru. Partea superioară a vasului este izolantă (cu ajutorul unui smalt), în timp ce partea interioară este poroasă, pentru a permite filtrarea lichidului către exterior. Dopul este făcut din ceramică, masă plastică sau ebonită și se poate înșuruba în vasul poros. În interiorul vasului este prevăzut un canal în care

se află introdusă o bară confecționată din cupru electrolitic pur și care este în legătură prin extremitatea ei superioară, cu o bornă de cupru care primește banana cablului de legătură. Spațiul liber dintre dop și vasul poros este umplut cu o soluție saturată de SO_4Cu , avînd un exces de cristale.

La trecerea curentului electric din pămînt prin priza nepolarizabilă către potențiomtru are loc un fenomen de electroliză a soluției saturate de SO_4Cu , însă aceasta se reface automat, datorită cristalelor de SO_4Cu în exces care se găsește în interiorul țevii de cupru.

În prospecțiunea electrometrică prin metoda potențialului natural, ca și la circuitul de măsurare metodele de curent continuu se folosesc în exclusivitate prize nepolarizabile; și electrozii simpli se folosesc în metodele de prospecțiune electrometrică, însă numai pentru introducerea curentului electric în pămînt la metodele bazate pe fenomene electrice artificiale.

1.2. Metodica și tehnica prospecțiunii electrometrice prin metoda potențialului natural. Regiunea de prospectat aleasă pe baza documentației geologice și geofizice și în care este suspectată prezența unor elemente geologice, care în condițiile locale să creeze potențiale electrice naturale, este în prealabil pichetată într-o rețea pătratică cu latura de 10—50 m. Mărimea laturii rețelei este aleasă în funcție de dimensiunile elementelor geologice care trebuie prospectate.

Măsurătorile de diferență de potențial se execută între două noduri învecinate ale rețelei pichetate, materializate în teren prin țaruși și întotdeauna pe profiluri și circuite închise. Determinarea diferenței de potențial între două puncte vecine comportă două măsurători independente care se execută în modul următor:

Se execută o primă măsurătoare a diferenței de potențial ΔV_1 între electrozii nepolarizabili care ne furnizează valoarea

$$\Delta V_1 = \Delta V_{MN} + e, \quad (365)$$

care reprezintă suma dintre diferența de potențial natural ΔV_{MN} pe care o căutăm și diferența de potențial local e a electrozilor nepolarizabili. Se execută apoi o a doua măsurătoare, după ce în prealabil prizele nepolarizabile au fost mutate în alte poziții (sau prizele nepolarizabile sînt inversate). În acest caz, diferența de potențial ΔV_{MN} va rămîne evident aceeași, însă forțele electromotoare proprii celor două prize nepolarizabile își vor schimba sensul. Vom obține o altă diferență de potențial măsurat ΔV_2 , care va reprezenta

$$\Delta V_2 = \Delta V_{MN} - e, \quad (366)$$

iar valoarea căutată a diferenței de potențial ΔV_{MN} va fi evident

$$\Delta V_{MN} = \frac{\Delta V_1 + \Delta V_2}{2}. \quad (367)$$

Măsurătorile se execută în modul arătat mai sus din aproape în aproape, pe profiluri, astfel ca la sfîrșitul zilei de lucru (sau a cîtorva ore, dacă lungimea profilurilor este mai mică) să se revină pentru închidere pe primul profil la stația cu care s-au început măsurătorile respective. Se continuă în acest mod pînă cînd se determină diferențele de potențial între toate nodurile rețelei din regiunea de prospectat.

Un procedeu mai practic de lucru, care de altfel este efectiv utilizat în țara noastră este acela de a păstra pe loc electrodul N , în stația de bază a profilului și de a deplasa succesiv electrodul M de-a lungul profilului în diferitele stații ale acestuia.

Rezultatele prospecțiunii electrometrice prin metoda potențialului natural se prezintă sub formă de hărți sau profiluri de variație a acestei mărimi. Pentru construirea hărților se face un plan de situație la o scară convenabilă, cu amplasamentul punctelor în care au fost așezate prizele de măsurare și detaliile topografice mai importante. În dreptul fiecărui punct se înscrie valoarea potențialului natural. Valoarea arbitrară a potențialului punctului de plecare a însumării, care reprezintă baza relativă a valorilor potențialului natural în regiunea prospectată, se alege de obicei într-o zonă în care nu există perturbații (potențialul natural este zero).

Pe baza valorilor potențialului natural se trasează prin interpolare curbe de egală valoare a acestuia, în mod obișnuit la echidistanța de 5 sau 10 mV.

În mod analog se construiesc profilurile de variație a potențialului natural.

Cum potențialele electrice naturale sînt în general negative, din punctul de vedere al interpretării geologice pe hărțile sau profilurile de variație a potențialului natural, vor fi interesante numai anomaliile de minim ale acestuia.

Este de precizat că metoda potențialului natural este una din metodele de prospecțiune electrometrică aplicată pe scară largă atît în străinătate cît și la noi în țară, îndeosebi pentru descoperirea zăcămintelor de sulfuri metalice, pentru care funcționează cu un succes remarcabil.

2. PROSPECȚIUNEA PRIN METODA CURENȚILOR TELURICI (CT)

Metoda curenților telurici este o metodă de prospecțiune electrometrică de dată relativ recentă. Inițierea ei aparține școlii franceze de electrometrie, cu puțin înaintea celui de-al doilea război mondial și s-a dezvoltat rapid, avînd aplicații în multe domenii ale cercetării geologice.

Aplicarea metodei curenților telurici se bazează pe două principii cu privire la modul de comportare a acestora și pe care experiența le-a confirmat în mod satisfăcător. Acestea sînt:

a) Cîmpul teluric¹ în două puncte situate pe suprafața solului la un moment dat este dirijat după direcții omologe, ceea ce înseamnă că ori de cîte ori cîmpul E_B dintr-un punct oarecare B este dirijat după o direcție D , cîmpul E_S dintr-un alt punct S va fi dirijat după aceeași direcție Δ , diferită de D , cu un unghi oarecare.

¹ Cîmpul teluric este gradientul potențialului teluric după o anumită direcție. Dacă potențialul teluric la un moment dat este V , cîmpul teluric E în acest moment după direcția l va fi evident $E = -\frac{dV}{dl}$.

b) Intensitățile câmpului teluric dirijat după direcții omologe se găsesc într-un raport constant, care se poate exprima analitic prin relația

$$\frac{E_S}{E_B} = \frac{E'_S}{E'_B} = \frac{E_S - E'_S}{E_B - E'_B} = K. \quad (368)$$

Într-un punct oarecare, câmpul teluric E variază permanent în timp atât ca direcție cât și ca intensitate. Câmpul teluric E este un câmp care se rotește continuu într-un punct oarecare dat. Conform principiilor de mai sus, câmpul teluric E_S dintr-o stație oarecare S va fi față de câmpul E_B dintr-o altă stație B în orice moment dirijat după direcții omologe și va avea intensitatea proporțională cu a acestuia.

Să considerăm două direcții perpendiculare B_x și B_y în stația B și alte două direcții perpendiculare S_x și S_y , omologe cu primele, în stația S . Dacă la un moment dat în stația B avem un câmp teluric dirijat după direcția B_x (avînd componentele $x, 0$), atunci în stația S vom avea un câmp E_1 de direcție omologă cu B_x și de intensitate proporțională cu x . Putem scrie deci că acest câmp E_1 va avea componentele X_1 și Y_1 după cele două direcții

$$\begin{cases} X_1 = K_1 \cdot x \cdot \cos \alpha_1 = a \cdot x \\ Y_1 = K_1 \cdot x \cdot \sin \alpha_1 = c \cdot x, \end{cases} \quad (369)$$

dacă notăm cu K_1 constanta de proporționalitate a intensităților și cu $\alpha_1 = \widehat{E_1 S_x}$ unghiul dintre direcțiile omologe. Să considerăm acum că în aceeași stație B avem un câmp teluric dirijat după direcția B_y (avînd componentele $0, y$). Componentele câmpului E_2 din stația S vor avea evident o formă asemănătoare, și anume:

$$\begin{cases} X_2 = b \cdot y \\ Y_2 = d \cdot y. \end{cases} \quad (370)$$

Considerînd simultane situațiile de mai sus, ceea ce este perfect posibil, vom avea în stația B un câmp teluric E_B de componente x, y și în stația S un câmp teluric E_S de componente:

$$\begin{cases} X = X_1 + X_2 = a \cdot x + b \cdot y \\ Y = Y_1 + Y_2 = c \cdot x + d \cdot y. \end{cases} \quad (371)$$

Raționamentul și relațiile de mai sus ne conduc la o concluzie foarte importantă. Să împărțim valorile câmpului teluric E_B și E_S prin E_B . Vom obține de asemenea două câmpuri omologe, și anume:

$$\frac{E_S}{E_B} = 1; \quad \frac{E_S}{E_B} \quad (372)$$

de direcții identice cu E_B , respectiv E_S .

Locul geometric al capătului vectorului câmp de mărime $\frac{E_S}{E_B}$ va fi un cerc cu raza egală cu 1, a cărui ecuație este

$$x^2 + y^2 = 1. \quad (373)$$

Locul geometric al capătului vectorului câmp de mărime $\frac{E_S}{E_B}$ se determină eliminînd pe x și y între relația (371), ceea ce conduce la

$$(c^2 + d^2) \cdot X^2 + (a^2 + b^2) \cdot Y^2 - 2(a \cdot c + b \cdot d) \cdot X \cdot Y = (a \cdot d - b \cdot c)^2. \quad (374)$$

Relația (374) reprezintă ecuația unei elipse. Concluzia importantă este că vectorul E_s , reprezentînd cîmpul teluric în stația S în raport cu vectorul E_B din stația B , mătură în timpul unei rotații complete aria unei elipse, în timp

ce vectorul E_B în raport cu el însuși mătură aria unui cerc. Acest fapt are o importantă aplicație în stabilirea și prezentarea rezultatelor prospecțiunii prin metoda curenților telurici.

Pentru înțelegerea fundamentării teoretice a metodei curenților telurici mai trebuie precizate următoarele: se face ipoteza de bază că rocile de fundament au o conductibilitate electrică nulă, în

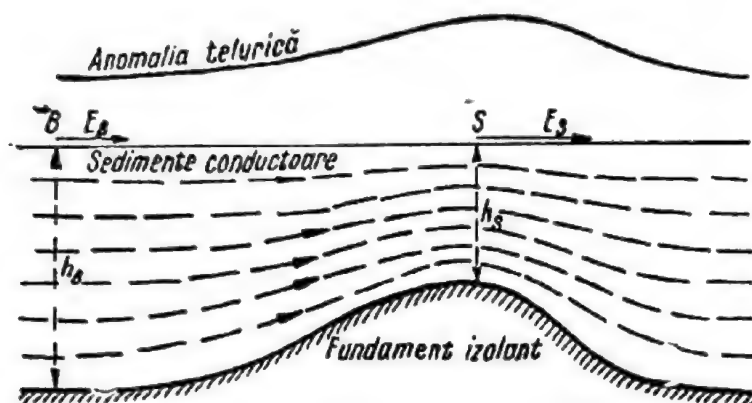


Fig. 178. Distribuția curentului teluric într-o secțiune de sedimente conductoare.

timp ce sedimentele acoperitoare sînt bune conductoare. În acest caz, curenții telurici nu vor circula decît prin cuvertura de sedimente.

Densitatea curentului teluric¹ care circulă prin aceste sedimente va fi invers proporțională cu grosimea acestora, așa cum se poate deduce intuitiv din figura 178. Din această cauză, variațiile potențialului curenților telurici, și respectiv a cîmpului acestor curenți, vor fi funcție de grosimea sedimentelor în fiecare punct și totodată de proprietățile electrice ale acestora.

Dacă studiem variațiile potențialului curenților telurici în două puncte B și S la suprafața solului se pot prezenta două cazuri importante.

— dacă direcția de circulație a curenților telurici este perpendiculară pe planul figurii, atunci raportul variațiilor potențialului în punctele B și S va fi egal cu 1;

— dacă direcția de circulație a curenților telurici este în planul figurii, raportul variațiilor potențialului în punctele B și S va fi egal cu, $\frac{h_s}{h_B}$ deoarece variația potențialului va fi mai mare în S ca în B , avînd în vedere că și densitatea de curent este mai mare în S . Raportul lor, deși diferit de 1, va fi însă întotdeauna același, adică nu va prezenta variații în timp.

2.1. Aparatura. Aparatura pentru prospecțiunea electrometrică prin metoda curenților telurici se compune din înregistratoare telurice, prize și cabluri electrice.

¹ Prin densitatea curentului teluric se înțelege intensitatea curentului pe unitatea de secțiune perpendiculară pe direcția de curgere a lui.

— *Înregistratorul teluric* reprezintă un ansamblu de două milivoltmetre înregistratoare, cu caracteristici electrice identice. Este înregistrată deviația fiecărui echipaj mobil al milivoltmetrelor, prin deplasarea spotului luminos al unui fascicul de lumină reflectat de acestea și care cade pe un film fotografic ce se derulează cu o viteză de 0,5—4,0 cm/min. Simultan sînt înregistrate pe film marcaje de timp sub forma unor linii echidistante, transversale pe direcția de deplasare a filmului, cu ajutorul cărora se pot identifica momentele impulsurilor curenților telurici. Un astfel de film înregistrator poartă numele de *telurogramă*. Intensitatea impulsurilor potențialului curenților telurici este în general mai mică de 1 mV. De aceea, sensibilitatea înregistrărilor trebuie să fie mare. În mod obișnuit, deplasarea spotului luminos pe filmul de înregistrare este de 50 mm, pentru 1 mV variație a diferenței de potențial a curenților telurici între capetele dispozitivului de măsurare.

Durata unei înregistrări este de 15—30 min, astfel încît telurograma să conțină minimum 10 impulsuri ale curenților telurici.

Aparatura pentru prospecțiunea electrometrică prin metoda curenților telurici cuprinde două înregistratoare telurice, cu caracteristici identice.

— *Prizele de pămînt* folosite la această metodă sînt fie electrozi simpli de cupru, fie prize nepolarizabile. Sînt necesare un număr de 8 prize de acest fel.

— *Cablurile* sînt cabluri electrice, obișnuite. Sînt necesare 4 cabluri în lungime de 500 m fiecare.

2.2. Metodica și tehnica prospecțiunii electrometrice prin metoda curenților telurici. Prospecțiunea prin metoda curenților telurici se bazează pe înregistrarea simultană a impulsurilor în variația acestor curenți în două stații, și anume: o stație de bază (*B*) care va rămîne fixă în regiunea de prospectat și o stație mobilă (*S*) care este deplasată în regiune.

Impulsurile variației de potențial a curenților telurici sînt înregistrate în ambele stații pentru capetele a 4 prize, luate două cîte două, așezate de obicei în cruce, așa cum se vede în figura 179.

Dispozitivul comportă două linii de măsurare, *MN* și *M'N'*, în lungime de 500 m fiecare. În general, direcțiile pe care se fac înregistrările sînt aceleași pentru ambele stații. Pot fi folosite și alte dispozitive de înregistrare, cu aranjamentul liniilor, de exemplu în *L*; indiferent care este aranjamentul liniilor de măsurare în dispozitivul ales, este necesar ca înregistrarea impulsurilor să se facă pe două direcții și să fie aceleași pentru ambele stații.

În mod curent, prospecțiunea prin metoda curenților telurici se face pe profiluri orientate, stația *S* fiind deplasată pe fiecare profil la echidistanțe care sînt în funcție de problema geologică de rezolvat.

S-a văzut că rezultatul brut al prospecțiunii este reprezentat pentru fiecare punct de prospecțiune de către cele două telurograme obținute simultan la stația de cîmp *S* situată în acel punct

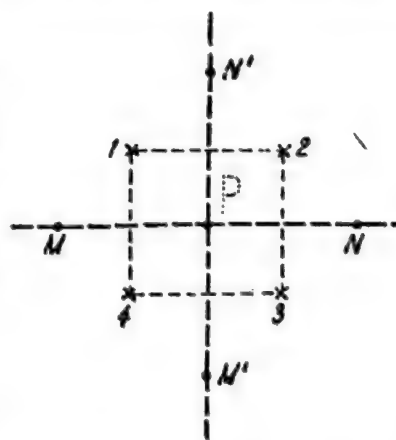


Fig. 179. Dispozitiv „în cruce” pentru prospecțiunea prin curenți telurici.

și la stația de bază *B*. Telurogramele ne furnizează impulsurile variației diferențelor de potențial ΔV_{MN} și $\Delta V_{M'N'}$ pe cele două direcții ale dispozitivului de măsură folosit. În figura 180 este reprodusă, după Favre (1958), imaginea

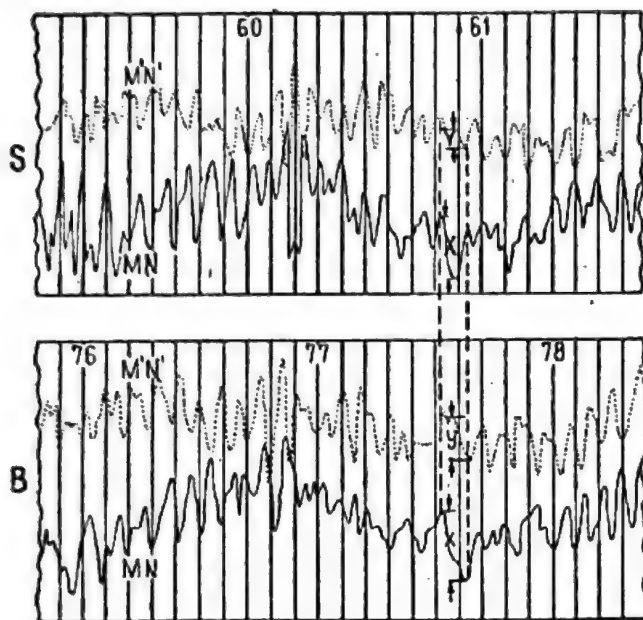


Fig. 180. Telurograme.

unor telurograme înregistrate în Acvitania, Franța, în 1945, atât pentru stația de bază *B* cât și pentru stația de câmp *S*.

Prelucrarea obișnuită a telurogramelor se face în vederea ridicării vectorilor corespunzători impulsurilor și construirea elipsei din stația *S* în raport cu stația *B*.

Aici este necesar de făcut o precizare. Telurogramele ne furnizează impulsurile de variație a diferențelor de potențial ΔV_{MN} și $\Delta V_{M'N'}$, iar noi am făcut raționamentul și am dedus relațiile (373) și (374) privitoare la locurile geometrice ale vectorilor câmp teluric E_B și E_S , atunci când ne-am referit la elipsa din stația *S* în raport cu stația *B*.

Lucrul acesta nu este grav, deoarece dacă folosim o lungime con-

stantă a dispozitivului de măsurare, să zicem 500 m așa cum se obișnuiește în practică, vom avea relația evidentă

$$\Delta V_{MN} = 500 \times E_{MN}, \quad (375)$$

care ne arată că diferențele de potențial sînt proporționale cu cîmpurile prin intermediul unui coeficient constant (în cazul considerat egal cu 500). Putem deci să raționăm, fără a greși, fie asupra diferențelor de potențial, fie asupra cîmpurilor, dacă facem raportul lor între două stații.

De pe telurograme se ridică componentele x , y și X , Y a impulsurilor corespunzătoare în cele două stații *B* și *S*, ținîndu-se cont de scara telurogramei și de sensul lor (pe telurogramele din figura 180 sînt figurate componentele corespunzătoare pentru impulsurile respective din *B* și *S*). Cu aceste componente se construiesc vectorii respectivi la o scară potrivită. Se vor obține astfel, pe un grafic, două grupe de vectori radiali cu centrele comune în *B*, respectiv în *S*, corespunzători tuturor impulsurilor pe telurograme. Se alege unul din vectorii din *B* ca unitar și se trasează un cerc cu raza egală cu a acestuia. Se determină apoi coeficientul pentru care fiecare vector din stația *B* devine egal cu vectorul unitar (raportul dintre lungimea vectorului respectiv și lungimea vectorului unitar) și cu acest coeficient se înmulțește vectorul corespunzător din stația *S*. Capetele vectorilor din stația *S* se vor așeza pe o elipsă care este trasată grafic.

În figura 181 este reprodusă de asemenea, după Favre (1958), imaginea cercului din stația B și a elipsei din stația S , ambele în raport cu stația B , construite pe baza telurogramelor din figura 180.

Operația de mai sus este efectuată pentru toate punctele în care s-a făcut prospecțiunea prin această metodă.

Prezentarea rezultatelor prospecțiunii prin metoda curenților telurici se bazează pe aria acestor elipse determinate în stațiile de prospecțiune. Adoptarea ariei elipsei prezintă un mare avantaj, deoarece această mărime este un invariant pentru o stație S dată și o bază B dată, fiind independentă de axele adoptate; ea nu depinde decât de condițiile geoelectrice ale subsolului pe care le reflectă.

Pot fi folosite pentru reprezentarea grafică fie direct valorile ariilor elipselor din stațiile S , fie valorile raportului dintre aria elipsei din stațiile S și aria cercului corespunzător din stația de bază B . Ultimele valori prezintă un avantaj, deoarece raportul ariilor este egal cu raportul grosimilor coloanei de sedimente conductoare în stațiile S față de stația de bază B , conform relației

$$\frac{\text{Aria elipsei } (S)}{\text{Aria cercului } (B)} = \frac{h_S}{h_B}. \quad (376)$$

Valorile ariilor elipselor sau a raporturilor dintre ariile elipselor și ariile cercurilor sînt înscrise pe un plan de situație în dreptul stațiilor S și se interpolează curbele de egală valoare a ariilor elipselor. În modul acesta se obține o hartă a regiunii prospectate cu rezultatele metodei curenților telurici.

Dacă este posibil, stația de bază B se amplasează într-o zonă în care stratele sedimentare sînt cît mai orizontale. Dacă se cunoaște și adîncimea fundamentului într-un anumit punct (de exemplu din datele unui foraj), atunci, pe baza relației (376), se pot calcula adîncimile în toate stațiile S și se poate construi o hartă cu izobate a fundamentului în regiunea prospectată.

În afară de hărți cu curbe de egală valoare a ariilor elipselor se mai pot construi hărți de vectori. Pentru aceasta se calculează valoarea raportului dintre vectorii omologi din stațiile S la un vector unitar de direcție dată în stația de bază B . Se construiesc apoi hărți cu curbe de egală valoare a acestui raport.

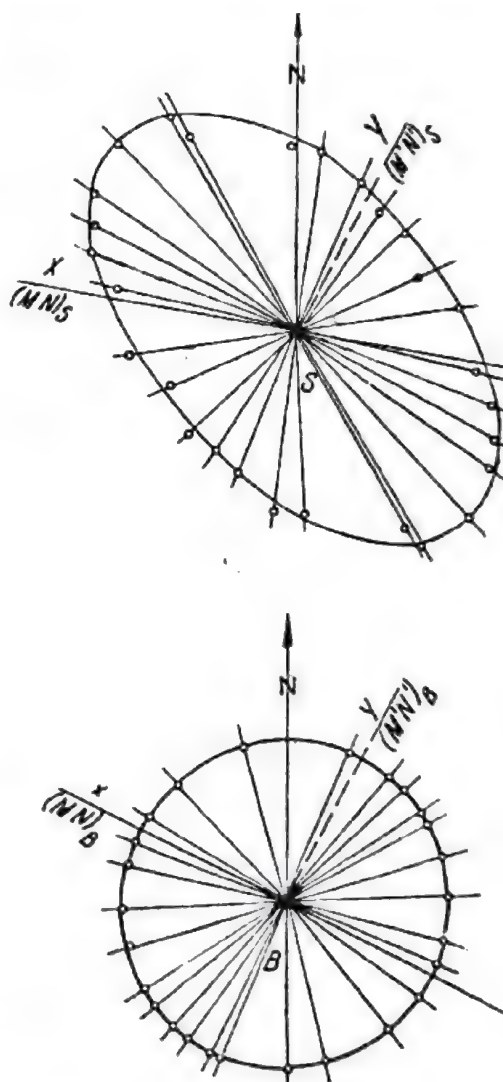


Fig. 181. Elipsa stației S în raport cu stația B .

În momentul de față, tendința este de a se construi atât hărți de izoarii a elipselor cât și hărți de vectori, pentru a realiza un studiu teluric complet al regiunilor prospectate prin această metodă, în vederea unei cât mai eficiente interpretări geologice.

Metoda curenților telurici prezintă unele avantaje (față de alte metode de prospecțiune electrometrică) ce merită să fie scoase în evidență. Acestea sînt următoarele:

— cîmpul curenților telurici este un cîmp electric mult mai uniform decît cele artificiale, care sînt distribuite în subsol prin prize sau electrozi practic punctiformi;

— cîmpul curenților telurici este distribuit în întreaga coloană de sedimente, în timp ce curenții introdusi artificial în subsol are o adîncime de pătrundere limitată; prin aceasta, metoda curenților telurici are posibilități de a furniza informații asupra structurii geologice a subsolului de la adîncimi mult mai mari decît orice altă metodă de prospecțiune electrometrică;

— cîmpul curenților telurici este un cîmp natural și deci permanent.

Avantajele de mai sus fac ca metoda de prospecțiune prin curenți telurici să aibă mari perspective de viitor.

3. CAROTAJUL POTENȚIALULUI NATURAL (PN)

Carotajul potențialului natural realizează înregistrarea continuă a variațiilor potențialului electric natural de-a lungul găurii de sondă.

Originea acestor potențiale electrice naturale o constituie activitatea electrochimică naturală care ia naștere în gaura de sondă prin interacțiunea dintre noroiul de foraj și stratificație. Fenomenele care stau la baza creării acestor potențiale electrice au fost expuse în capitolul X. Este de precizat aici că potențialele electrice naturale în gaura de sondă iau naștere îndeosebi prin fenomene de filtrare și difuzie-adsorbție și că, în general, au valori negative. Avînd în vedere că aceste fenomene au loc îndeosebi în dreptul stratelor cu porozitate și permeabilitate mare, carotajul potențialului natural este considerat ca un carotaj al porozității stratelor traversate de gaura de sondă¹. În mod particular, potențiale electrice naturale apar și datorită proceselor de oxidare-reducere, în dreptul stratelor care conțin pirită (de exemplu, în dreptul marnelor piritizate de la baza pontianului, a orizontului cu cardium și pirită din Meotian etc.); acestea sînt în general potențiale electropozitive.

Cele specificate mai sus se referă la condițiile de apariție a potențialelor naturale în găurile de sondă săpate în terenuri sedimentare, în legătură cu zăcămintele de petrol sau gaze. Pentru cele în legătură cu zăcămintele de cărbuni sau săpate în terenuri cristaline sau eruptive în legătură cu mineralizații metalifere apariția potențialelor electrice naturale este datorită (în principal) fenomenelor de oxidare-reducere.

În afară de aceste potențiale naturale, legate de condițiile geologice ale găurii de sondă și care prezintă interes din punct de vedere geologic, în gaura de sondă mai pot apărea potențiale electrice perturbatoare, parazitare, care

¹ La începutul dezvoltării acestei metode, carotajul PN sau PS (potențial spontan) purta denumirea de „carotajul porozității”.

deformează curbele înregistrate și îngreuiază procesul de interpretare geologică a acestora. Astfel de fenomene trebuie cunoscute și influența lor corectată la diagramele înregistrate sau, în caz că nu poate fi determinată cantitativ, luată în considerare în procesul de interpretare geologică. Originea unor astfel de potențiale electrice naturale, perturbatoare, este reprezentată de depunerea particulelor argiloase din flocul de foraj (îndeosebi în vecinătatea talpei sondei) de mișcarea electrodului în gaura de sondă, de fenomenele de galvanocorozie (când se folosesc lecturi bimetalice pentru îngreunarea electrodei de carotaj) sau de curenții telurici ori curenții vagabonzi creați de instalații industriale situate în vecinătatea sondei.

Aparatura pentru carotajul potențialului natural este constituită din următoarele:

- un dispozitiv de fund, reprezentat de un electrod de măsură M ;
- un cablu electric care face legătura între cei doi electrozi de măsură și servește în același timp și pentru coborîrea și ridicarea electrodului M' în gaura de sondă.
- un echipament de suprafață, reprezentat de al doilea electrod de măsură N' și un potențiometrul cu instalație de înregistrare, pentru înregistrarea variațiilor diferenței de potențial natural în gaura de sondă.

O schiță a schemei de determinare a potențialului natural este prezentată în figura 182.

În principiu, măsurarea variației potențialului natural de-a lungul găurii de sondă se face cu un dispozitiv potențial de măsură de tip MN , identic cu acela folosit în prospecțiunea electrometrică, prin metoda potențialului natural însă adaptat la condițiile aparaturii de carotaj. Electrozii M' și N' sînt confecționați din plumb; electrodul N' este fix și situat la suprafață, iar electrodul M' este mobil, deplasîndu-se de-a lungul găurii de sondă.

Cum carotajul potențialului natural se face simultan cu al rezistivității aparente, alte amănunte privind realizarea instalațiilor de carotaj vor fi date la tratarea procedurii de carotaj al rezistivității aparente.



Fig. 182.
Schema de
măsurare a
potențialului
electric natu-
ral în gaura
de sondă.

CAPITOLUL XXVI

METODE DE PROSPECȚIUNE ȘI CAROTAJ ELECTRIC BAZATE PE CURENT CONTINUU

Folosirea curentului continuu are o mare aplicabilitate și în prospecțiunea electrometrică, precum și în carotajul electric. În cele ce urmează vom prezenta numai acele metode care au o aplicabilitate mai largă, considerînd că sînt suficiente metodele respective pentru înțelegerea principiilor

și realizării practice a folosirii curentului continuu cu atât mai mult, cu cât acestea corespund și volumului principal de lucrări de acest gen.

1. PROSPECȚIUNEA PRIN METODA LINIILOR ECHIPOTENȚIALE

Dacă în pământ se introduce un curent continuu prin două prize simple A și B (de felul celor descrise anterior, la metoda potențialului natural), atunci curentul continuu se va distribui în subsol, în funcție de proprietățile electrice ale acestuia, iar la suprafață se va putea determina atât distribuția sau configurația liniilor de curent cât și a liniilor echipotențiale.

În cazul în care subsolul este omogen și izotrop din punct de vedere electric, atât liniile de curent cât și liniile de egal potențial electric au o configurație regulată așa cum s-a arătat în capitolul X. Valoarea potențialului electric într-un punct oarecare este dată de relația (166); configurația liniilor de curent și a liniilor echipotențiale este prezentată în figurile 39 și 40.

În cazul în care în subsol există un element geologic, cu proprietăți electrice diferite față de a mediului înconjurător, atunci liniile de egal potențial, ca și cele de curent, vor prezenta distorsiuni de la configurația regulată, indicând prin aspectul și distribuția lor poziția corpului anomal din subsol. Pe aceasta se bazează metoda liniilor echipotențiale.

1.1. Metodica și tehnica prospecțiunii electrometrice prin metoda liniilor echipotențiale. Curentul electric continuu este introdus în pământ prin doi electrozi simpli legați la poli unui generator de curent continuu. În mod obișnuit se folosește un dinam de 200 V. Legătura între electrozi și sursa de curent se face prin cablu electric, de tipul celui descris anterior.

Distanța dintre electrozii de curent A și B se alege în mod obișnuit de 2 km. Această distanță permite ca în zona centrală a dispozitivului să apară, în cazul unui subsol omogen și izotrop din punct de vedere electric, o lărie suficient de mare, în care liniile de egal potențial ar trebui să fie practic paralele. Față de această distribuție ideală a liniilor de egal potențial, distorsiunile create de prezența în subsol a obiectelor geologice apar evidente.

Există însă variante ale acestei metode de prospecțiune electrometrică, la care prospecțiunea nu se execută în zona centrală a dispozitivului AB , ci în vecinătatea unuia dintre electrozii de curent, urmărind stabilirea deformării liniilor echipotențiale (produsă de prezența unui obiect geologic din subsol) de la forma circulară a lor, care apare în cazul ideal al unui subsol omogen și izotrop din punct de vedere electric.

În funcție de natura problemei geologice de rezolvat și de anumite posibilități locale, metoda liniilor echipotențiale poate fi aplicată în următoarele trei variante:

1.1.1. Prospecțiune în zona centrală a dispozitivului AB , pentru determinarea obiectelor geologice ascunse, îndeosebi a corpurilor minerali.

1.1.2. Prospecțiune în zona unuia dintre electrozii de curent, pentru determinarea direcției de stratificație a

rocilor sedimentare care compun coloana stratigrafică. În cazul în care stratificația este înclinată, distribuția curentului electric în subsol se face cu densități diferite în funcție de grosimea stratificației, ceea ce are ca urmare o deformare a liniilor echipotențiale de la forma de cerc la aceea de elipsă, axa mare a elipsei fiind orientată pe direcția de stratificație. Această variantă este folosită îndeosebi pentru determinarea direcției de stratificație în vecinătatea sondelor de explorare, în care caz curentul electric continuu poate fi introdus în stratificație și prin gaura de sondă.

1.1.3. Metoda corpului încărcat. Această variantă folosește introducerea curentului electric direct în obiectul geologic de cercetat fie prin introducerea unuia din electrozii de curent în aceasta, în cazul în care aflorează parțial la suprafață, fie prin introducerea curentului printr-o gaură de sondă, în cazul în care obiectul geologic este cunoscut printr-un foraj de explorare. În acest caz, liniile echipotențiale vor fi distorsionate de la forma circulară pe care ar avea-o în cazul ideal, luând o formă apropiată de a conturului obiectului geologic din subsol. Această variantă este folosită pentru precizarea formei corpurilor minerali.

Determinarea configurației liniilor echipotențiale pe suprafața solului se poate face pe două căi, și anume:

— Folosind un cablu detector, adică un ansamblu de 2 electrozi nepolarizabili, legați între ei printr-un cablu de lungime potrivită, având intercalat un galvanometru. Măsurarea în teren cu cablul detector se face în modul următor: se fixează în teren, într-un punct oarecare, unul dintre electrozi și se rotește cel de-al doilea pe un arc de cerc, egal cu lungimea cablului, pînă cînd se determină pe teren un al doilea punct, pentru care acul galvanometrului se așază pe diviziunea zero (în acest moment, necirculînd curent prin cablu, înseamnă că cei 2 electrozi sînt la același potențial). Punctul astfel determinat devine punct fix și se determină un al treilea punct în același mod. Operația se repetă pînă cînd traectul unei linii echipotențiale este determinat pe întregul cuprins al regiunii care trebuie prospectată. După aceea se procedează în același mod, pornind din alte puncte în regiune, pînă cînd se determină traectul unui număr de linii echipotențiale în regiunea de prospectat, suficiente pentru rezolvarea problemei geologice. Punctele determinate pe teren ca găsindu-se la același potențial sînt înțaruse, ridicate topografic și raportate pe un plan de situație la o scară potrivită, care servește pentru construirea hărții electrometrice cu imaginea distribuției liniilor echipotențiale în regiunea respectivă.

— Folosind potențiometrul împreună cu 2 electrozi nepolarizabili și cablurile electrice necesare. Metoda folosită în acest caz este identică cu aceea care se folosește la metoda potențialului natural, adică se pichetează regiunea de prospectat într-o rețea pătratică și se măsoară cu potențiometrul diferențele de potențial între 2 țăruse alăturate.

Acest procedeu are un mare avantaj față de primul, și anume acela că ne conduce la rezultate cantitative în regiunea de prospectat prin determinarea valorilor potențialului electric măsurat. Dacă în regiunea respectivă există și potențiale electrice naturale datorită unor fenomene de polarizație



naturală, atunci acestea trebuie determinate anticipat și valorile respective scăzute din cele măsurate după introducerea curentului electric continuu în pământ.

Pentru avantajul precizat mai sus, determinarea liniilor echipotențiale se face, în majoritatea cazurilor, folosind măsurătorile potențiometrice; cablul detector se folosește în general numai în problemele de determinare a direcției stratificației.

2. PROSPECȚIUNEA PRIN METODA REZISTIVITĂȚILOR

În cazul în care în subsol avem formațiuni geologice orizontale sau aproape orizontale, interstratificate, distribuția liniilor echipotențiale la suprafața solului nu suferă nici o distorsiune, ci cel mult echidistanța dintre ele poate fi modificată. În acest caz, proprietățile electrice ale rocilor din subsol variază de-a lungul verticalei. Pentru astfel de probleme geologice, care cuprind printre altele prospecțiunea structurilor petrolifere și gazeifere ca cea mai importantă, este evident că metoda liniilor echipotențiale nu mai este eficientă. Rezolvarea acestor probleme se face prin metoda rezistivităților aparente.

Se înțelege prin rezistivitate aparentă valoarea rezistivității unui subsol ipotetic omogen și izotrop mărginit de suprafețe plane și orizontale, care ar da aceeași valoare a diferenței de potențial ΔV măsurată în condiții experimentale similare (același dispozitiv, aceeași intensitate de curent I). Ea poate fi considerată ca o valoare medie ponderată a rezistivităților specifice a rocilor din subsol, obținută prin măsurători de suprafață a diferenței de potențial și a intensității curentului electric, cu un dispozitiv adecvat. Din cauza neomogenității și anizotropiei proprietăților electrice ale rocilor din natură, această rezistivitate electrică nu reprezintă o valoare reală, ci, așa cum s-a specificat mai sus, o valoare medie a rezistivităților reale; în cazul particular, în care subsolul omogen și izotrop din punctul de vedere electric, valoarea rezistivității aparente coincide cu aceea a rezistivității specifice acestuia.

Rezistivitatea aparentă se notează cu ρ_a .

Un dispozitiv pentru măsurarea rezistivității aparente se compune dintr-o linie de emisie AB și o linie de măsură (sau linie potențială) MN , așa cum se vede în figura 183. El mai poartă numele de dispozitiv AMNB.

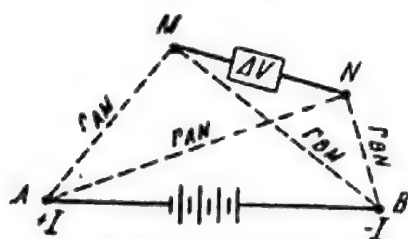


Fig. 183. Schița dispozitivului pentru determinarea rezistivității aparente.

Linia de emisie se compune dintr-o sursă de curent continuu care debitează un curent de intensitate I , cablul electric de legătură și 2 electrozi simpli A și B , prin care se introduce curentul în subsol. Linia de măsură se compune din două prize nepolarizate M și N , cablul electric de legătură și un potențiomter cu ajutorul căruia se determină diferența de potențial care apare între prizele M și N .

În cazul în care subsolul este omogen și izotrop din punct de vedere electric, caracterizat printr-o valoare ρ a rezistivității specifice, potențialul electric V_M creat în punctul M de electrozii din A și B se poate scrie în acord cu relația (166)

$$V_M = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} \right), \quad (377)$$

iar potențialul V_N în punctul N creat de aceiași electrozi

$$V_N = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{r_{AN}} - \frac{1}{r_{BN}} \right). \quad (378)$$

Din relațiile (377) și (378) se deduce imediat valoarea diferenței de potențial ΔV dintre electrozii M și N , ca

$$\Delta V = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} - \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BN}} \right). \quad (379)$$

În cazul real din natură, în care subsolul nu este omogen și izotrop din punct de vedere electric, valoarea rezistivității specifice ρ este înlocuită de valoarea medie a rezistivităților diverselor roci din subsol sau, cum am numit-o rezistivitatea aparentă ρ_a și relația (379) devine

$$\Delta V = \frac{\rho_a \cdot I}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} - \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BN}} \right). \quad (380)$$

Relația (380) reprezintă formula de bază pentru calculul rezistivității aparente determinată cu dispozitivul AMNB.

În practica prospecțiunii electrometrice prin metoda rezistivităților aparente se folosesc în mod curent două tipuri de dispozitive AMNB, și anume:

— *Dispozitiv cu puneri la pământ simetrice sau dispozitiv SCHLUMBERGER.* Schița acestui dispozitiv este reprodusă în figura 184. El se compune din cei patru electrozi A , B , M și N , așezați coliniari și simetrici doi câte doi față de centrul O al dispozitivului. În acest caz vom avea:

$$r_{AM} = L - l; \quad r_{AN} = L + l; \quad r_{BM} = L + l; \quad r_{BN} = L - l.$$

Aplicarea relației (380) ne conduce la

$$\Delta V = \frac{\rho_a \cdot I}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{L-l} - \frac{1}{L+l} - \frac{1}{L+l} + \frac{1}{L-l} \right) \quad (381)$$

sau

$$\Delta V = \frac{\rho_a \cdot I}{\pi} \cdot \left(\frac{1}{L-l} - \frac{1}{L+l} \right). \quad (382)$$

Rezolvînd paranteza, obținem

$$\Delta V = \frac{2\rho_a \cdot I}{\pi} \cdot \frac{l}{L^2 - l^2} \quad (383)$$

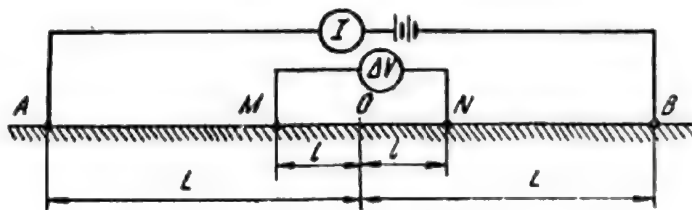


Fig. 184. Dispozitiv AMNB tip Schlumberger.

și dând în factor comun pe L^2 la numitor,

$$\Delta V = \frac{2\rho_a \cdot I}{\pi} \cdot \frac{l}{L^2 \left(1 - \frac{l^2}{L^2}\right)} \quad (384)$$

Pentru $l \leq 0,1 L$, așa cum în mod curent se folosește în practică, termenul l^2/L^2 este neglijabil și relația (384) devine

$$\Delta V = \frac{2\rho_a \cdot I \cdot l}{\pi \cdot L^2}, \quad (385)$$

din care se deduce valoarea rezistivității aparente ρ_a , determinată cu dispozitivul Schlumberger, ca

$$\rho_a = \frac{\pi \cdot L^2}{2l} \cdot \frac{\Delta V}{I} \quad (386)$$

sau

$$\rho_a = K \cdot \frac{\Delta V}{I}, \quad (387)$$

în care $K = \frac{\pi \cdot L^2}{2l}$ este o constantă care depinde de dimensiunile L și l ale dispozitivului folosit.

Valoarea ρ_a a rezistivității aparente determinată prin formula (387) este raportată la centrul O al dispozitivului.

— *Dispozitiv cu puneri la pământ la distanțe egale sau dispozitiv WENNER-GISH-ROONEY.* Schița acestui dispozitiv este reprodusă în figura 185 și, așa cum de altfel indică și numele lui, se compune din cei patru electrozi A, M, N și B , așezați coliniar și situați succesiv la distanțe egale.

În acest caz vom avea $h_{AM} = l$; $r_{AN} = 2l$; $r_{BM} = 2l$; $r_{BN} = l$. Aplicarea relației (380) ne conduce la

$$\Delta V = \frac{\rho_a \cdot I}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{l} - \frac{1}{2l} - \frac{1}{2l} + \frac{1}{l} \right) \quad (388)$$

sau

$$\Delta V = \frac{\rho_a \cdot I}{2\pi} \cdot \left(\frac{2}{l} - \frac{1}{l} \right). \quad (389)$$

Efectuînd scăderea din paranteză, obținem

$$\Delta V = \frac{\rho_a \cdot I}{2\pi \cdot l}, \quad (390)$$

din care se deduce valoarea rezistivității aparente ρ_a , determinată cu dispozitivul Wenner-Gish-Rooney, ca

$$\rho_a = 2\pi \cdot l \cdot \frac{\Delta V}{I} \quad (391)$$

sau

$$\rho_a = K \cdot \frac{\Delta V}{I}, \quad (392)$$

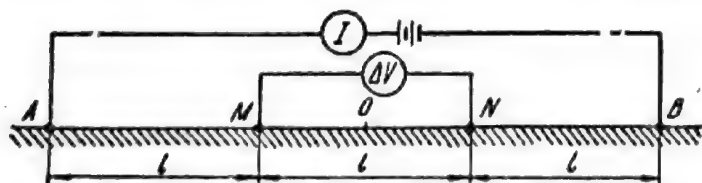


Fig. 185. Dispozitiv AMNB tip Wenner-Gish-Rooney.

în care, de data aceasta $K = 2\pi \cdot l$, de asemenea funcție de dimensiunea l a dispozitivului folosit.

Ca și în cazul precedent, valoarea rezistivității aparente ρ_a este raportată la centrul O al dispozitivului folosit.

În practica prospecțiunii electrometrice prin metoda rezistivității aparente mai sînt folosite și alte dispozitive, de exemplu cu electrozii $AMNB$ coliniari și unul din electrozii de emisiune, servind ca electrod de măsură sau, unul din electrozii de măsură foarte îndepărtat (teoretic la infinit) etc., cu liniile AB și MN necoliniare etc. Calculul rezistivității aparente la astfel de dispozitive se face după relații deduse pe aceeași cale, ca și la dispozitivele studiate, ținînd cont de particularitățile geometrice ale dispozitivului respectiv. Cele mai folosite dispozitive sînt însă cele care au fost tratate mai sus.

Aparatura pentru prospecțiunea electrometrică prin metoda rezistivității aparente se compune dintr-o sursă de curent continuu (dinam, baterii etc.), cabluri electrice, 2 electrozi simpli pentru linia de emisiune, 2 prize nepolarizabile pentru linia de măsură, un ampermetru pentru determinarea intensității I a curentului și un potențiomtru pentru măsurarea diferenței de potențial între prizele M și N . Montajul potențiometrului EP-1 folosit la noi în țară pentru determinarea rezistivității aparente este reprodus în figura 177, iar descrierea aparatului a fost făcută la prezentarea metodei potențialului natural.

Mai trebuie precizat un lucru deosebit de important, și anume că adîncimea de investigație în subsol a unui dispozitiv $AMNB$ este de 0,20—0,25 din lungimea liniei de emisiune AB . Cu alte cuvinte, valoarea rezistivității aparente ρ_a determinată cu un dispozitiv $AMNB$ reprezintă media ponderată a rezistivităților specifice a rocilor pe o grosime, considerată de la suprafața solului, de 0,20—0,25 din lungimea liniei de emisiune folosite.

Metoda rezistivităților aparente poate fi folosită în două variante, și anume: profilarea electrică și sondajul electric vertical.

2.1. Profilarea electrică. Metoda profilării electrice este folosită pentru studiul regiunilor în care rocile stratificate au înclinări mari, de peste 15° . Studiul constă din determinarea variației rezistivității aparente a rocilor din subsol, de-a lungul unor profiluri, în general paralele sau practic paralele în regiunea de prospectat.

În mod obișnuit se folosește un dispozitiv $AMNB$ cu distanțe egale între punerile la pămînt. Pentru aceasta, valorile rezistivității aparente de-a lungul profilurilor sînt comparabile între ele, deoarece se referă la aceeași grosime a stratificației, adîncimea de investigație a unui astfel de dispozitiv fiind practic constantă. În cazuri particulare și îndeosebi pentru înclinări mari a stratificației sau pentru detectarea unor zăcămintele cu înclinări mari pot fi folosite dispozitive de *profilare dipol*, în care liniile AB și MN nu sînt coliniare, cum sînt, de exemplu, cele din figura 186. De asemenea pot fi folosite dispozitive de *profilare combinată*, în care unul din electrozii liniei de emisiune este amplasat pe o direcție perpendiculară aceleia de coliniaritate a celor doi electrozi de măsură cu celălalt electrod al liniei de emisiune. La noi în țară au fost folosite toate tipurile de mai sus de profilare electrică, impuse de specificul problemei geologice de rezolvat, cu rezultate pozitive.

Direcția profilurilor în regiunea de prospectat se alege perpendiculară pe direcția de extindere a elementului geologic care trebuie cercetat. Dimensiunile dispozitivului se aleg în funcție de adâncimea la care se găsește elementul geologic, ținând cont de adâncimea de investigație în subsol a metodei. O dată stabilit dispozitivul optim de cercetare, ca tip și dimensiuni, acesta este deplasat la o echidistanță aleasă de-a lungul profilului pînă la epuizarea acestuia. Valorile rezistivității aparente se raportează în toate cazurile la punctul central al distanței MN .

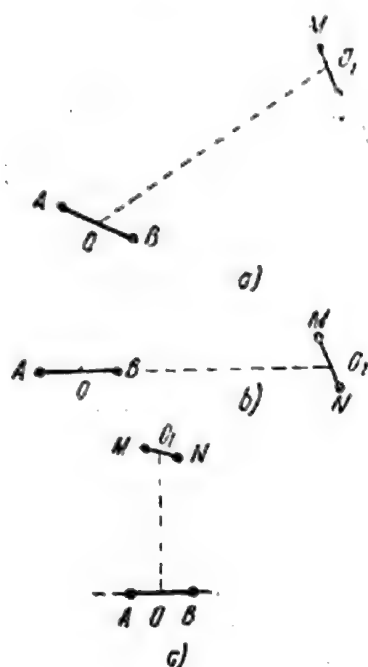


Fig. 186. Tipuri de dispozitive pentru profilarea electrică dipol.

Aceste puncte sînt ridicate topografic, raportate grafic la o scară convenabilă și se construiește profilul de variație a rezistivității aparente. Operația se execută identic pentru toate profilurile. Nu este necesar ca profilurile să se lege prin măsurători între ele, deoarece valorile rezistivității aparente astfel determinată au un caracter absolut.

Pe baza datelor obținute pe toate profilurile executate într-o regiune se construiesc hărți cu curbe de egală valoare a rezistivității aparente — *curbe izoohme* — care ne dau o imagine sugestivă asupra variației acestei mărimi pe o grosime constantă a subsolului în regiunea prospectată, reflectînd particularitățile fizico-geologice ale structurii geologice.

În practica prospecțiunii electrometrice se obișnuiește ca să se ridice hărți cu curbe izoohme într-o regiune cu 2-3 dimensiuni ale dispozitivului folosit. În felul acesta se îmbogățește materialul informativ cu date asupra variației acestei mărimi pentru mai multe grosimi a secțiunii geologice, asigurînd o interpretare geologică mai eficientă.

2.2. Sondajul electric vertical (SEV). Pentru studiul stratificațiilor cu înclinări mici, sub $10-15^\circ$, este folosită metoda sondajului electric vertical; de altfel, în general metoda rezistivităților aparente fiind folosită mai mult în astfel de probleme, sondajul electric vertical corespunde volumului cel mai mare de prospecțiuni electrometrice care folosesc în momentul de față metoda rezistivităților aparente.

Studiul constă din determinarea variației rezistivității aparente, cu adâncimea într-o serie de puncte în regiunea de prospectat. Aceasta permite efectuarea unei interpretări cantitative a profilului geologic al stratificației, prin determinarea grosimilor și a adâncimii straturilor care o compun.

Determinarea variației rezistivității aparente cu adâncimea este posibilă prin modificarea succesivă a lungimii liniei de emisieune AB a unui dispozitiv $AMNB$.

În mod practic se folosesc minimum 20 de lungimi pentru linia de emisieune AB . Cea mai mică lungime a liniei de emisieune trebuie să fie de 3 ori

lungimea liniei de măsură MN (primul dispozitiv este deci un dispozitiv de tip *Wenner*). Apoi lungimea liniei de emisiune este mărită în mod progresiv, aproximativ în progresie geometrică cu rația 1,5, păstrând constantă lungimea liniei de măsură MN (următoarele dispozitive sînt toate de tip *Schlumberger*). Este de precizat că folosirea unei linii de măsură scurte ridică precizia în determinarea valorii rezistivității aparente. Dacă linia de emisiune se mărește mult, astfel încît între capetele liniei de măsură diferențele de potențial ce trebuie măsurate se micșorează, nemaiputînd fi determinate cu precizie, se mărește lungimea liniei de măsură MN ; în prealabil, se determină însă diferențele de potențial cu cele două lungimi MN pentru cel puțin două lungimi a liniei de emisiune AB .

După normativele sovietice, distanțele maxime dintre electrozii de curent ai liniei de emisiune AB , folosite în mod practic, pot fi între 100 m și 14 000 m.

Pentru fiecare dispozitiv folosit în cadrul unui sondaj electric vertical se determină valoarea rezistivității aparente, după caz, pe baza relațiilor (386) sau (391). Valorile astfel determinate sînt proiectate pe o hîrtie dublu-logaritmică, în funcție de semilungimea liniei de emisiune AB folosită, iar punctele unite printr-o linie curbă continuă. Aceasta reprezintă diagrama sondajului electric vertical, care reflectă variația rezistivității aparente în punctul respectiv. Este indicat ca diagramele sondajului electric vertical să se construiască direct pe teren, în timpul executării măsurătorilor. Aceasta asigură obținerea unor curbe corecte, prin repetarea măsurătorilor care eventual ar fi eronate din diferite motive.

Aparatura întrebuintată la executarea sondajelor electrice verticale este aceeași ca și pentru profilarea electrică. În ultima vreme s-a recomandat ca pentru sondajele electrice verticale a căror lungime a liniei de emisiune AB depășește 1 000—2 000 m, determinarea diferenței de potențial între electrozii liniei de măsură MN să se facă cu potențiometre înregistratoare și pe un interval de timp mai mare, deoarece această mărime la linii de emisiune lungi suferă unele variații în timp, precum și din cauza perturbațiilor produse de curenții telurici; în acest sens, de curînd în țara noastră au fost introduse stațiile electrometrice ERS-23.

2.2.1. Interpretarea diagramelor sondajului electric vertical. Interpretarea diagramelor urmărește determinarea grosimilor și adîncimilor pachetelor de roci care compun coloana stratigrafică în regiunea respectivă și care se deosebesc net din punctul de vedere al proprietăților electrice. Din aceste elemente se poate apoi reconstitui structura geologică a regiunii prospectate, în trăsăturile ei esențiale stratigrafice și tectonice.

La baza interpretării diagramelor sondajului electric vertical stă compararea curbelor obținute din determinările pe teren cu curbe calculate teoretic. Pentru ușurarea procesului de interpretare au fost construite albume cu astfel de curbe, calculate pentru un număr de 2,3 sau 4 strate orizontale, infinit extinse în toate direcțiile orizontale, omogene și izotrope din punct de vedere electric, de diferite grosimi și cu diferite raporturi între rezistivitățile specifice care le caracterizează. Curbele astfel calculate sînt grupate în familii, păstrînd constant unul din parametri, constituind o *paletă* sau

abacă și sînt construite pe hîrtie dublulogaritmîcă la aceeași scară la care se construiesc și curbele obținute pe teren.

În figura 187 este reprodus exemplul unei palete pentru două strate, anume stratul superior, cu grosimea h_1 și rezistivitate specifică ρ_1 , care sînt

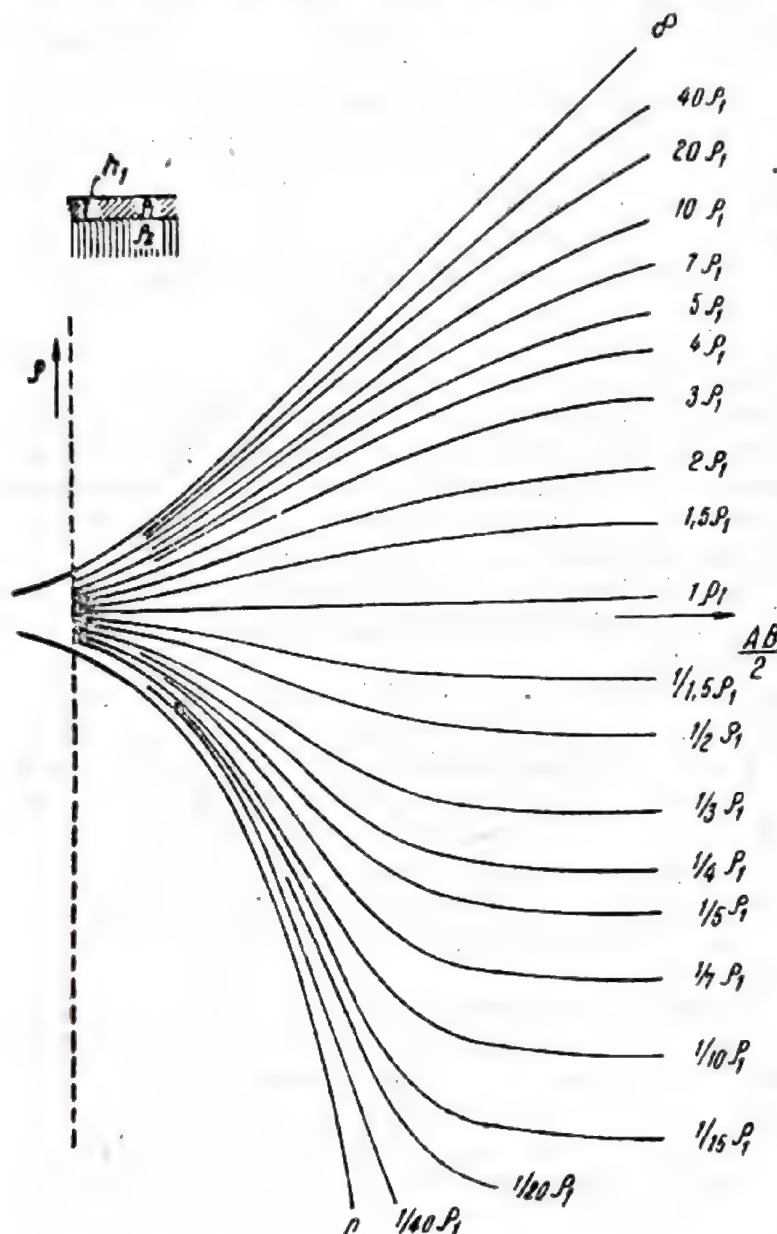


Fig. 187. Exemplu de paletă pentru două strate.

cît mai bine uneia din curbele de pe paletă. În cazul în care nu se poate obține o coincidență bună cu nici una din curbele de pe paletă se folosește interpolarea între două curbe învecinate cu care avem o coincidență suficient de bună. Pentru această poziție, axa verticală a paletei va intersecta axa $\frac{AB}{2}$ a curbei obținută pe teren într-un punct, a cărui abscisă

luate unitare, și stratul inferior, de grosime infinită și de rezistivitate specifică ρ_2 . Sînt calculate 22 de curbe teoretice pentru diferite valori ale rezistivității ρ_2 , exprimată în funcție de ρ_1 și notată pe curba respectivă, cuprinse între 0 și ∞ . Axa verticală indică valoarea h_1 .

În figura 188 este reprezentat un exemplu de paletă pentru trei strate. Curbele sînt calculate pentru o valoare constantă a rapoartelor rezistivităților specifice ($\frac{\rho_2}{\rho_1} = \frac{1}{4}$; $\frac{\rho_3}{\rho_1} = \infty$) și cu diferite valori ale raportului $\frac{h_2}{h_1}$ cuprinse între 0 și ∞ , notate pe curbe.

Interpretarea unui sondej electric vertical, în cazul a două strate, se face în mod simplu. Curba determinată pe teren este suprapusă paletei, astfel încît axa paletei să coincidă cu axa ρ a curbei. După aceea, curba obținută în teren este deplasată spre dreapta sau spre stînga pînă cînd se suprapune

corespunde grosimii stratului superior h_1 . Curba paletei pentru care s-a obținut coincidența indică în același timp și raportul care există între rezistivitățile specifice ale celor două straturi.

Mersul operației descrise mai sus este reprezentată grafic în figura 189, în care caz, grosimea h_1 , obținută este de 20 m.

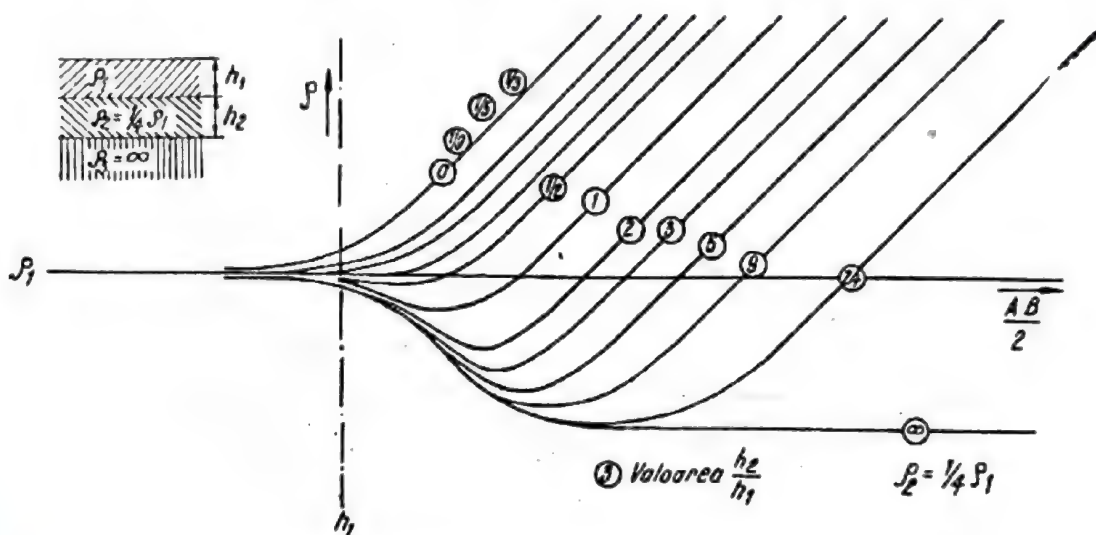


Fig. 188. Exemplu de paletă pentru trei strate.

Interpretarea unui sondaj electric vertical în cazul a trei strate este mai complicată și presupune cunoașterea obligatorie a rezistivității specifice ρ_2 a stratului intermediar (aceasta poate fi cunoscută din datele unui carotaj electric în regiune sau din determinări directe, dacă stratul aflurează într-o zonă oarecare; nu prea îndepărtată de regiunea de prospectat; în caz că nu este posibilă cunoașterea valorii ρ_2 , se alege pentru aceasta o valoare probabilă, pe baza datelor geologice cunoscute în regiunea respectivă sau pe bază de date geologice generale, dar în aceste cazuri interpretarea va avea doar un caracter calitativ). Ramura inițială a curbei determinate în teren (din stînga) este comandată de valoarea rezistivității specifice ρ_1 a primului strat, așa încît din aceasta se poate stabili valoarea ρ_1 . Se calculează apoi raportul $\frac{\rho_2}{\rho_1}$, pe baza căruia se alege abaca corespunzătoare, din care se alege curba teoretică care coincide sau se aseamănă cel mai mult cu curba din teren. Se așază curba sondajului electric vertical cu axa ρ_1 paralelă cu axa ρ a paletei și se deplasează graficul pe paletă, păstrînd paralelismul axelor pînă ce se obține cea mai bună suprapunere între cele două curbe. Axa verticală a paletei va indica pe axa $\frac{AB}{2}$ a graficului valoarea grosimii h_1 , iar cifra de pe curba de coincidență a paletei ne va da valoarea raportului $\frac{h_2}{h_1}$, din care se obține grosimea h_2 . Și în acest caz, dacă nu se poate obține coincidența între curba sondajului electric vertical și una din curbele paletei, se folosește procedeul interpolării.

Interpretarea unui sondaj electric vertical în cazul a patru strate este și mai complicată și presupune cunoașterea obligatorie a rezistivității specifice a celor două strate intermediare ρ_2 și ρ_3 .

Cercetările au arătat că, în cazul unei stratificații cu două strate, curba sondajului electric vertical este univocă atât teoretic cât și practic. Dacă

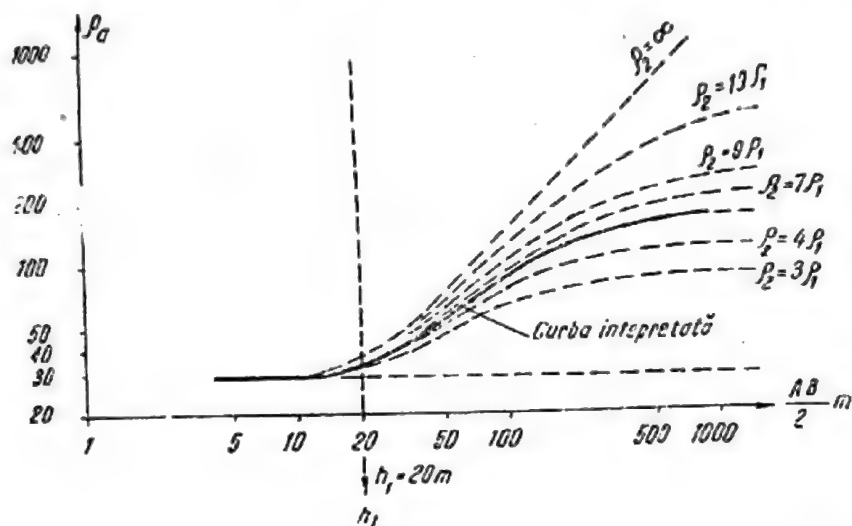


Fig. 189. Exemplu de interpretare a unei curbe de sondaj electric vertical cu o abacă pentru două strate.

stratificația are însă trei, patru sau mai multe strate, curba obținută practic nu mai este întotdeauna univocă, datorită unor tendințe de circulație a curentului electric introdus în subsol, pe de o parte, paralel cu stratificația în stratele conductoare situate între strate rezistente și, pe de altă parte, perpendicular pe stratificație în stratele rezistente situate între două strate conductoare. Din aceasta derivă o nedeterminare în interpretarea curbelor sondajului electric vertical în cazul stratificațiilor cu mai mult de două strate. Practic, aceasta se traduce prin faptul că o curbă de sondaj electric vertical poate fi considerată că se suprapune în mod satisfăcător cu mai multe curbe teoretice, calculate pentru parametri h_i și ρ_i diferiți.

Această posibilitate de interpretare multiplă a diagramelor de sondaj electric vertical derivă din *principiul echivalenței*.

Principiul echivalenței nu se întinde însă asupra tuturor posibilităților, sub care se poate prezenta o stratificație cu mai mult de două strate.

Să luăm ca exemplu cazul mai simplu al unei stratificații cu trei strate. Dacă h_2 fiind mic, avem $\rho_1 > \rho_2$ și $\rho_2 < \rho_3$, interpretarea unei curbe de sondaj electric vertical cu ajutorul paletei nu ne poate conduce decât la valoarea raportului $\frac{h_2}{\rho_2}$, care poartă numele de *conductibilitate longitudinală* a stratului de grosime h_2 . De asemenea, dacă avem $\rho_1 < \rho_2$ și $\rho_2 > \rho_3$ interpretarea unei curbe de sondaj electric vertical conduce numai la determinarea produsului $h_2 \cdot \rho_2$, care poartă numele de *rezistivitatea transversală* a stratului de grosime h_2 .

Din cele expuse mai sus rezultă că pentru curbele de sondaj electric vertical, obținute în cazul unei stratificații cu trei strate, pentru care se întinde principiul echivalenței, nu se poate determina separat h_2 și ρ_2 , ci numai raportul sau produsul acestor două mărimi. Astfel de curbe, asupra cărora se întinde principiul echivalenței, constituie un *echivalent*. La curbele de sondaj electric vertical pentru care nu se întinde principiul echivalenței, se pot determina valorile h_2 și ρ_2 , independent una de alta, și cum de la început am considerat valoarea ρ_2 cunoscută, interpretarea cantitativă a acestora este univocă.

Pentru cazul stratificației cu patru strate situația este și mai complicată.

Interpretarea diagramelor sondajului electric vertical, așa cum s-a văzut mai sus, ne conduce la rezultate cantitative privind grosimile straturilor cu proprietăți electrice diferite. Dacă interpretarea este condusă cu grijă, ținând cont de toate informațiile geologice din regiune, de valorile rezistivităților specifice obținute din carotajele electrice efectuate în sonde sau în zonele de aflorare a formațiunilor geologice, precum și de principiul echivalenței, valorile grosimilor determinate pentru diferitele strate vor fi afectate de erori admisibile. Pe baza acestor date se pot apoi construi *hărți structurale* cu izobatele limitelor dintre strate.

Pentru îmbunătățirea interpretării geologice, din aceleași date ale sondajului electric vertical, adică din curba obținută în teren, se mai pot construi următoarele materiale grafice care ne dau indicații asupra variației rezistivității aparente a rocilor din subsol și, implicit, asupra structurii geologice.

— *Hărți de rezistivitate aparentă*, cu curbe izoohme, pentru mai multe lungimi fixe ale liniei de emisieune AB ;

— *Secțiuni de rezistivitate aparentă*, care ne dau o imagine asupra variației rezistivității aparente în secțiunea verticală a profilurilor de sondaj

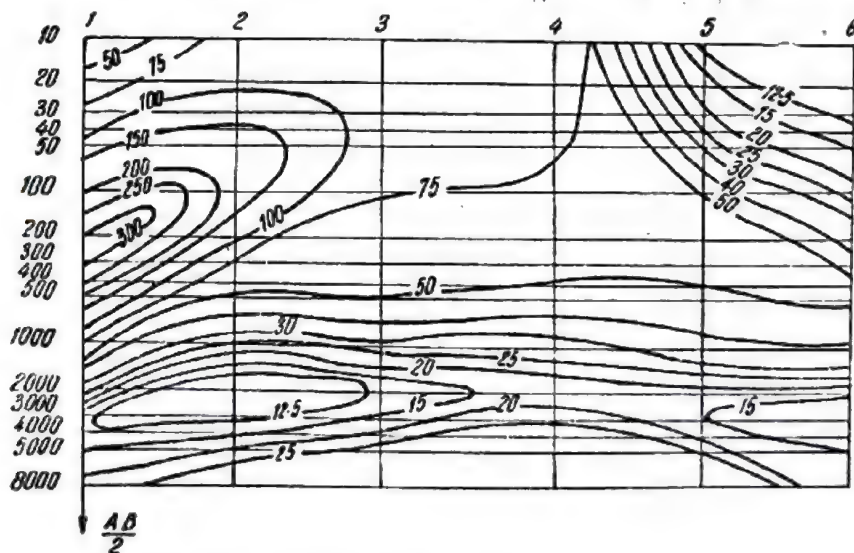


Fig. 190. Secțiune de rezistivitate aparentă.

electric vertical. În figura 190 este reprodus exemplul unei secțiuni de rezistivitate aparentă, din care apare clară puterea de sugestie cu privire la caracteristicile structurii geologice a unei astfel de reprezentări.

— Hărți de egală rezistivitate aparentă maximă sau minimă a curbelor sondajelor electrice verticale, care reflectă caracteristicile tectonice ale structurii geologice.

Toate aceste reprezentări grafice, împreună cu curbele sondajelor electrice verticale, care reprezintă materialul primar obținut direct din măsurători,

constituie documentația completă pe baza căreia se face interpretarea geologică a rezultatelor prospecțiunii electrometrice prin metoda sondajului electric vertical.

Recent a început să se folosească în practica prospecțiunii electrometrice un alt tip de sondaj electric vertical, și anume *sondajul electric dipol*. Sondajul electric dipol se execută cu dispozitive de tipul celor folosite în profilarea electrică dipol. Avantajele acestuia sînt aceleași cu ale profilării electrice dipol, precizate cu ocazia prezentării acestei metode.

Metoda sondajului electric vertical este folosită pe scară largă în cadrul prospecțiunii electrometrice,

avînd o aplicabilitate mare în prospectarea structurilor geologice ascunse, posibil petrolifere sau gazeifere. De asemenea este una din puținele metode geofizice care poate fi folosită la descoperirea pînzilor de apă din subsol. Problema prospecțiunii apei fiind de o deosebită importanță, vom insista ceva mai mult asupra ei. În figura 191 sînt reproduse patru curbe-tip de sondaj electric vertical pentru stratificații orizontale cu trei strate, din care unul cu conținut de apă cu salinitate mai mare sau mai mică, reprezentînd situațiile cele mai frecvente care pot fi întîlnite în natură.

Se constată cum prezența apei, cu salinitate diferită în straturi de nisip produce o scădere netă a rezistivității aparente; excepție fac doar straturile de pietrișuri cu conținut de apă care produc maxime a rezistivității aparente; dacă apa are o salinitate scăzută și dacă sînt situate între straturile cu rezistivitate specifică mai mică, așa cum este în exemplul considerat. În general, apa, chiar cea potabilă, are o conductibilitate electrică destul de ridicată, și cum ea se găsește în straturi permeabile încadrate deasupra și dedesubt de straturi impermeabile, prezența ei se reflectă în curbele de sondaj electric vertical prin minime a rezistivității aparente.

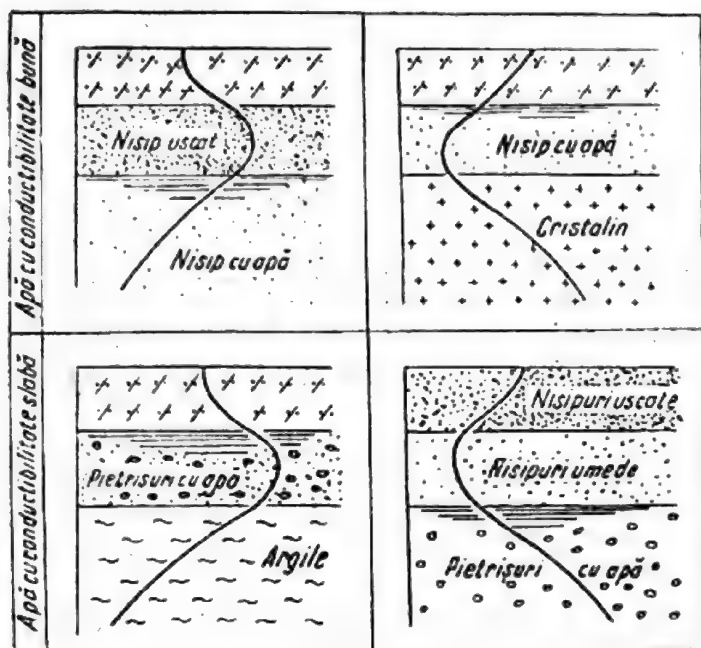


Fig. 191. Tipurile de curbe de sondaj electric vertical pentru stratificații cu trei strate, din care unul cu conținut de apă.

3. CAROTAJUL REZISTIVITĂȚII APARENTE

Carotajul rezistivității aparente realizează înregistrarea continuă a variației rezistivității aparente de-a lungul găurii de sondă.

Principiul de determinare a acestei mărimi este acela folosit la metoda de prospecțiune electrometrică a rezistivității (profilare electrică și sondaj electric vertical). În principiu este folosit un dispozitiv de rezistivitate de tip Schlumberger compus dintr-o linie de alimentare AB și o linie de măsură MN cu toți patru electrozii coboriți în gaura de sondă sau numai trei, unul din ei (B sau N) fiind plasat la suprafață în vecinătatea gurii găurii de sondă. Trimițând în linia de alimentare un curent continuu de intensitate constantă I , furnizat de o sursă E , între electrozii de măsură va apărea o diferență de potențial ΔV_{MN} . Valoarea rezistivității aparente, în cazul dispozitivului schițat în figura 192, va fi obținută dintr-o formulă comparabilă cu aceea exprimată de relația (162).

Astfel vom avea

$$\Delta V_{MN} = \frac{\rho \cdot I}{4\pi} \cdot \left(\frac{1}{r} - \frac{1}{r'} \right), \quad (393)$$

relație din care deducem valoarea rezistivității aparente ρ_a ca

$$\rho_a = 4\pi \cdot \frac{\Delta V_{MN}}{I} \cdot \frac{r \cdot r'}{r' - r} \quad (394)$$

sau

$$\rho_a = k \cdot \frac{\Delta V_{MN}}{I}, \quad (395)$$

în care k reprezintă o constantă ce cuprinde factorul de spațiu și mărimea caracteristicilor geometrice ale dispozitivului, respectiv ale distanțelor r și r' .

Deoarece în procesul de carotaj prin această metodă intensitatea I a curentului în linia de alimentare este menținută constantă, variația diferenței de potențial ΔV_{MN} înregistrată la scara $\frac{k}{I}$ va reprezenta tocmai variația rezistivității aparente. Valorile astfel determinate ale rezistivității aparente se consideră ca raportate la punctul care reprezintă mijlocul distanței între electrozii de măsură M și N .

Mai trebuie precizat că, în cazul carotajului rezistivității aparente, mediul în care se face determinarea valorii ρ_a este foarte neomogen. Din această cauză, ρ_a determinat va reprezenta media ponderată atât a rezistivităților specifice a straturilor cit și a noroiului de foraj. De asemenea,

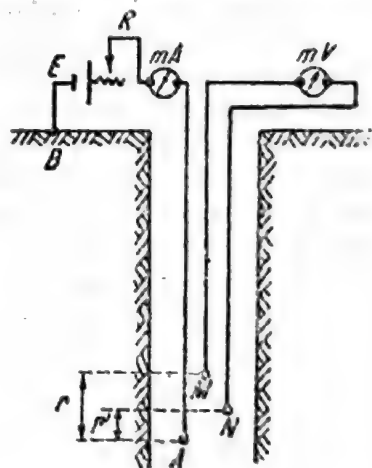


Fig. 192. Schema de principiu a unui dispozitiv de determinare a rezistivității aparente în gaura de sondă.

valoarea ρ_a va fi influențată de diametrul găurii de sondă și de caracteristicile geometrice ale dispozitivului folosit.

Cu toate acestea, prin folosirea unor dispozitive adecvate se pot obține bune rezultate în ceea ce privește reflectarea stratelor traversate de gaura de sondă în variațiile acestei mărimi. Pentru aceasta, diferențierea stratificației după anomaliile rezistivității aparente rămîne unul dintre principalele mijloace ale carotajului geofizic.

Aparatura pentru carotajul rezistivității aparente este compusă din următoarele:

— Un dispozitiv de fund, reprezentat de o electrodă care conține un număr de electrozi (de măsură și de alimentare), care poate diferi după tipul dispozitivului.

La început au fost folosite dispozitive cu 4 poli (AMNB), adică cu toți cei patru electrozi coboriți în gaura de sondă.

Ulterior s-au dezvoltat dispozitivele cu 3 poli, care în momentul de față s-au generalizat. După aranjamentul electrozilor, dispozitivele cu 3 poli pot fi împărțite în două mari categorii: dispozitive potențiale (normale) și dispozitive gradient (inverse).

Dispozitivele potențiale sînt acele dispozitive la care distanța dintre electrozii neperechi sau cu rol diferit (A și M) este mult mai mică decît distanța fiecăruia dintre aceștia la cel de-al treilea electrod (N sau B).

Dispozitivele gradient sînt acele dispozitive la care distanța dintre electrozii neperechi (A și M) este mult mai mare decît distanța fiecăruia dintre aceștia la cel de-al treilea electrod (N sau B).

Ambele tipuri de dispozitive pot fi cu alimentare simplă sau monopolare (dacă sînt constituite dintr-un singur electrod de alimentare și doi de măsură) ori cu alimentare dublă sau bipolare, reciproce (dacă sînt constituiți din 2 electrozi de alimentare și unul de măsură). De asemenea, după gruparea electrozilor se disting dispozitive consecutive (atunci cînd electrozii pereche sînt grupați la partea inferioară) și neconsecutive (atunci cînd electrozii pereche sînt grupați la partea superioară).

În figura 193 sînt ilustrate cîteva dintre tipurile mai importante de dispozitive din categoriile indicate mai sus.

Electrozii care intră în constituția unui dispozitiv sînt grupați într-o electrodă, construită dintr-o bucată de cablu bine izolat, prevăzut la cele două capete cu un dispozitiv de atașare a greutateii (lest) și cu un dispozitiv cep-mufă pentru atașarea la cablul de manevră, avînd fixați la distanțe potrivite electrozii respectivi.

Notăția dispozitivelor sau a electrodelor de rezistivitate aparentă se face indicînd electrozii în ordinea lor de sus în jos și distanța dintre ei în metri (de exemplu B2A 0,3 M sau A2M 0,3 N).

— Un cablu electric, care servește pentru conducerea curentului electric, precum și pentru coborîrea și ridicarea electrodei în gaura de sondă.

— Un echipament de suprafață conținînd cel de-al patrulea electrod (B sau N), sursa de curent, instalația de înregistrare, precum și dispozitivele de manevră.

La baza înregistrării stă potențiometrul, ca aparat de determinare a diferențelor de potențial între electrozii de măsură. La început, înregistrarea

variațiilor acestei mărimi a fost manuală și apoi semi-automată. Aparatura modernă de carotaj al rezistivității aparente este automată. Trebuie de asemenea precizat că înregistrarea variațiilor rezistivității aparente se face simultan cu aceea a variațiilor potențialului natural. Pentru exemplificare

Schema							
Lungimea dispozitivului	\overline{AM}	\overline{AM}	\overline{AM}	\overline{AM}	\overline{AO}	\overline{AO}	\overline{MO}
Notăția simbolică	$A \text{---} M \text{---} N$ $\overline{AM} \quad \overline{MN}$	$N \text{---} M \text{---} A$ $\overline{MN} \quad \overline{AM}$	$M \text{---} A \text{---} B$ $\overline{AM} \quad \overline{AB}$	$B \text{---} A \text{---} M$ $\overline{AB} \quad \overline{AM}$	$A \text{---} M \text{---} N$ $\overline{AM} \quad \overline{MN}$	$N \text{---} M \text{---} A$ $\overline{MN} \quad \overline{AM}$	$M \text{---} A \text{---} B$ $\overline{AM} \quad \overline{AB}$
Denumirea completă	Dispozitiv potențial consecutiv cu alimentare simplă	Dispozitiv potențial neconsecutiv cu alimentare simplă	Dispozitiv potențial consecutiv cu alimentare dublă	Dispozitiv potențial neconsecutiv cu alimentare dublă	Dispozitiv gradient consecutiv cu alimentare simplă	Dispozitiv gradient neconsecutiv cu alimentare simplă	Dispozitiv gradient consecutiv cu alimentare dublă

Fig. 193. Tipuri de dispozitive folosite la carotajul rezistivității aparente.

vom prezenta mai jos stația automată de carotaj electric AKS/L-50, construcție sovietică, cu detaliile necesare înțelegerii principiului și funcționării ei, stație care este folosită frecvent în țara noastră.

Stația automată AKS/L-50 conține următoarele:

— circuitul de alimentare, compus dintr-o sursă de curent continuu (E), un voltmetru (V), un ampermetru (mA), un comutator de curent (P_c) al unui pulsator care transformă curentul continuu în curent pulsant, șuntul (Sh_m) pentru măsurarea curentului pulsant, un reostat în trepte (R) și electrozii de alimentare (A și B);

— circuitul de măsură a rezistivității aparente, compus din 3 galvanometri cu o oglindă legați în serie, pentru a înregistra deviații în raporturile 1/1, 1/5 și 1/25, un compensator de sensibilitate (R_p) care permite înregistrarea curbei la scări diferite (după mărimea anomaliilor ρ_a), comutatorul de măsură (P_m) al aceluiași pulsator care redresează diferența de potențial pulsantă, un bloc de condensatori electrolitici (C_p) pentru filtrarea diferenței de potențial natural, reostatul (R'_p) și electrozii de măsură (M și N);

— circuitul de măsură a diferenței de potențial natural, compus din doi galvanometri cu oglindă legați în serie, pentru a înregistra deviații în

raporturile 1/1 și 1/5, un compensator de sensibilitate (R_{PN}) pentru a permite înregistrarea curbei la scări diferite, un compensator de polarizare (CP) a cărui funcțiune este de a decala curba de variație a potențialului natural în spațiul de înregistrare al diagramei (compus din sursa e , reostatul R ,

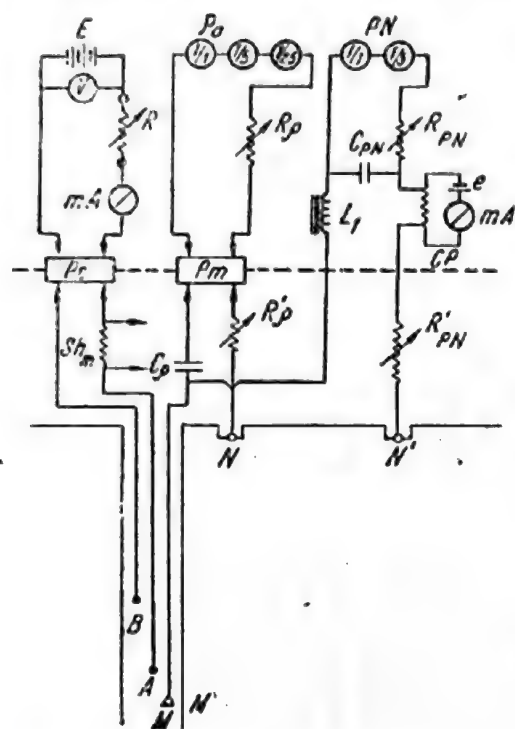


Fig. 194. Schema de principiu a stației automate AKS/L-50.

zind în galvanometri provoacă devierea oglinzilor acestora. În același timp, bobina de șoc L_1 împiedică trecerea curentului pulsant, corespunzător diferenței de potențial pulsant între electrozii M și N , în circuitul de măsură al potențialului natural, iar curentul continuu care pătrunde în acest circuit produce devierea oglinzilor celor două galvanometre.

Pe oglinzile galvanometrelor sînt trimise fascicule de lumină, care vor fi deviate prin reflexie de acestea și vor cădea pe o hîrtie fotografică, unde vor înregistra o urmă; simultan, ele sînt trimise pe un geam mat (riglă de observație), pentru a se putea urmări deviațiile lor în timpul înregistrării. Hîrtia fotografică se înfășoară pe un tambur (trasă cu ajutorul unui motor electric sincron), cu o viteză care este reglată în funcție de deplasarea electrodei în gaura de sondă. Simultan sînt înregistrate pe hîrtia fotografică marcare orizontale (la intervale de timp constante) și verticale, sub forma unor linii subțiri, care vor servi la notarea valorilor de adîncime. După dezvoltare se obține o diagramă de carotaj, care conține în partea stîngă variațiile potențialului natural și în partea dreaptă acelea ale rezistivității aparente de-a lungul găurii de sondă, pe care se notează valorile de adîncime și care va servi la identificarea, separarea și localizarea straturilor și complexelor

miliampermetrul mA și inversorul I_3), o bobină de șoc cu inductanță mare (L_1), pentru filtrarea diferenței de potențial pulsant proporțională, cu rezistivitatea aparentă și electrozii de măsură (M' și N').

În figura 194 este reprodusă schema de principiu a acestei stații.

Funcționarea acestei stații are loc după cum urmează. Curentul electric care ia naștere datorită diferenței de potențial pulsant între electrozii de măsură M și N , ca urmare a aplicării unei diferențe de potențial pulsant la electrozii de alimentare A și B , va pătrunde în circuitul de măsură a instalației M (M') — N — N' o dată cu curentul continuu, care ia naștere datorită diferenței de potențial natural dintre electrozii de măsură M' și N' . Blocul de condensatori C_p împiedică trecerea curentului continuu, corespunzător diferenței de potențial natural, în circuitul de măsură al rezistivității aparente, iar curentul pulsant care pătrunde în acest circuit este redresat de comutatorul de măsură P_m și pătrun-

de roci care se diferențiază după valorile celor două mărimi înregistrate (ΔV_{PN} și ρ_a).

Carotajul rezistivității aparente, în forma în care a fost prezentat mai sus, reprezintă procedeul obișnuit sau normal de diagrame a rezistivității aparente în găurile de sondă și se execută împreună cu acela al potențialului natural, în mod obligatoriu la toate găurile de sondă¹. Există cazuri în care, datorită condițiilor geologice specifice (grosimea stratelor, proprietățile fizice ale lor etc.), diferențierea diverselor tipuri de roci traversate de gaura de sondă după anomaliile rezistivității aparente obținute prin procedeul acesta nu este posibilă. În astfel de cazuri se folosesc alte procedee de carotaj care, prin adaptarea adecvată a dispozitivelor, reușesc să realizeze această diferențiere de anomaliile rezistivității aparente. Cele mai importante dintre acestea și care au și o aplicabilitate mai largă vor fi prezentate în cele ce urmează.

3.1 Carotajul electric lateral (BKZ sau CEL). În cazul stratelor cu porozitate și permeabilitate mare, la care presiunea fluidelor este mai mică în valoare decât presiunea hidrostatică a noroiului de foraj la nivelul respectiv, are loc pătrunderea acestuia în strat. Această pătrundere se realizează pe o zonă mai subțire sau mai groasă, în funcție de condițiile locale și se împarte în două subzone: *subzona de colmatare*, în care are loc depunerea din ce în ce mai puțin intensă de la perete către interior a particulelor de argilă din noroiul de foraj și *subzona de invadare* a filtratului de noroi, în care pătrunde soluția din noroiul de foraj filtrată în prealabil de subzona de colmatare și care dislocuiește fluidul care a existat în strat; în plus, pe peretele găurii de sondă, în dreptul acestor strate, are loc o depunere intensă a particulelor de argilă din noroiul de foraj care poartă numele de *turtă de noroi* și a cărei grosime în general este de numai câțiva milimetri.

În astfel de cazuri, când există o zonă de pătrundere a noroiului de foraj în stratificație, rezistivitatea specifică a rocilor care constituie stratificația este modificată în valoare pe grosimea acestei zone. De aceea, pentru a realiza diferențierea stratelor după anomaliile rezistivității aparente, trebuie folosite dispozitive cu lungime mai mare decât cele normale, pentru ca distanța de investigație a lor în stratificație să depășească grosimea zonei de pătrundere, astfel încât influența perturbatoare a acestora să nu se reflecte practic în variația valorilor rezistivității aparente.

În acest scop este folosit carotajul electric lateral, care constă în efectuarea a 6 carotaje succesive, de rezistivitate aparentă, utilizând dispozitive de fund cu caracteristici diferite și cu distanță de investigație din ce în ce mai mare. Seria dispozitivelor folosite în mod frecvent la noi în țară este următoarea:

M	0,5A	0,15	B	
M	1	A	0,15	B
M	2	A	0,3	B
M	4	A	0,3	B
B	0,5A	6	M	
M	8	A	1	B.

¹ În forma aceasta se obișnuiește a fi denumit în practică *carotaj electric*.

După cum se poate remarca, toate sînt dispozitive gradient consecutiv cu alimentare dublă, cu excepția celui de-al cincilea, care este un dispozitiv gradient neconsecutiv cu alimentare dublă. Folosirea dispozitivelor gradient este preferată, deoarece asigură o interpretare mai sigură a anomaliilor de rezistivitate decît în cazul în care ar fi folosite dispozitive potențiale.

Înregistrarea anomaliilor de rezistivitate aparentă în cadrul carotajului electric lateral se face cu aceeași instalație, de exemplu cu o stație automată AKS/L-50. Schimbarea dispozitivelor se face fie prin extragerea electrodei din gaura de sondă și modificarea unor legături care să realizeze dispozitivele respective, fie mai practic chiar de la suprafață (lăsînd electroda coborîtă în gaura de sondă), cu ajutorul unui releu special (releu BKZ).

3.2 Microcarotajul. Este folosit pentru determinarea straturilor subțiri în complexe care conțin alternanță de straturi poroase și permeabile, cu straturi dure și rezistente din punct de vedere electric sau atunci cînd noroiul de foraj este mineralizat, cazuri în care carotajul rezistivității aparente în forma obișnuită nu conduce la rezultate satisfăcătoare.

Ca dispozitiv de fund se folosește o microelectrodă, reprezentată de o patină izolantă care conține 3 electrozi (A , M_1 și M_2), ce sînt presați pe pereții găurii de sondă cu ajutorul unor arcure de oțel și izolați de noroiul din gaura de sondă pentru a fi protejați de efectul de scurtcircuit al noroiului. În modul acesta sînt realizate simultan trei microdispozitive și anume:

$$A \ 0,025 \ M_1$$

$$A \ 0,05 \ M_2$$

$$A \ 0,038 \ O,$$

ceilalți 2 electrozi (B și N) fiind fixați la suprafață.

Pentru înregistrarea celor trei curbe de variație a rezistivității aparente se folosește o stație obișnuită de carotaj.

În figura 195 este reprodusă schema unei instalații de microcarotaj.

Anomaliile rezistivităților aparente ρ_a' și ρ_a'' , corespunzătoare primelor două dispozitive, se referă la distanțe de investigație mai mari (cea mai mare fiind de fapt ρ_a''), în timp ce ρ_a''' corespunzătoare ultimului dispozitiv se referă la distanțe mici, care, în general, depășesc cu puțin grosimea turtei de noroi.

3.3 Laterologul și microlaterologul. Aceste două procedee de carotaj sînt folosite tot pentru determinarea straturilor subțiri sau pentru completarea datelor de carotaj în găurile cu noroi mineralizat ori cu noroi dulce.

Principiul acestor două procedee se bazează pe crearea unui fascicul de linii de curent legat de unul din electrozii de alimentare (A), de forma unui corp de revoluție cu axul orizontal, care să străpungă practic ortogonal stratificația cu zona ei de invadare, inclusiv turta de noroi de pe peretele găurii de sondă. În modul acesta se asigură puterea de pătrundere a curentului electric în stratificație și dirijarea lui pe direcția optimă pentru cercetare, evitîndu-se dispersarea liniilor de curent electric în funcție de proprietățile

electrice diferite ale turtei de noroi și ale stratificației (local modificate de invadarea noroiului pe o anumită distanță de la peretele găurii de sondă).

Aceasta se realizează practic în modul indicat mai jos.

În cazul *laterologului* se folosește o microelectrodă, conținând 7 electrozi punctiformi, și anume: un electrod central de alimentare A_0 , prin care se trimite un curent continuu de intensitate constantă și cunoscută și 2 electrozi periferici A_1 și A_2 , de asemenea de alimentare, prin care se trimite un curent de intensitate variabilă, controlată automat, astfel ca între electrozii intermediari M_1 și M'_1 , respectiv M_2 și M'_2 , diferențele de potențial să fie practic nule. Toți acești electrozi sînt montați pe o patină izolantă, presată pe peretele găurii de sondă, pentru a nu se produce scurt circuitarea lor prin noroiul de foraj.

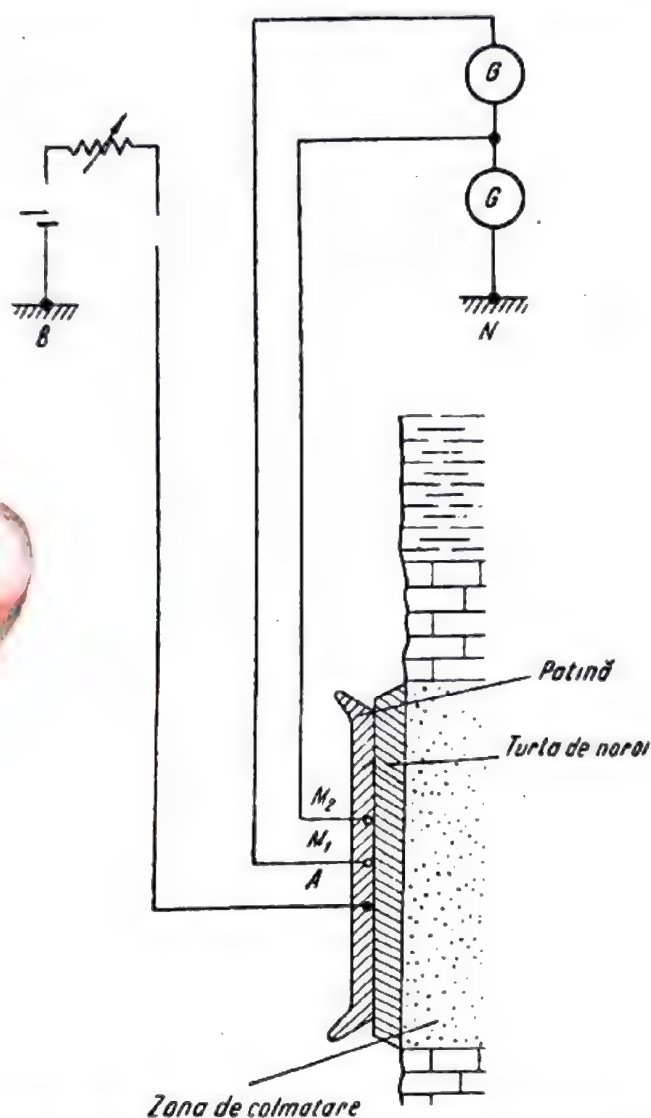


Fig. 195. Schema de principiu a unei instalații de microcarotaj.

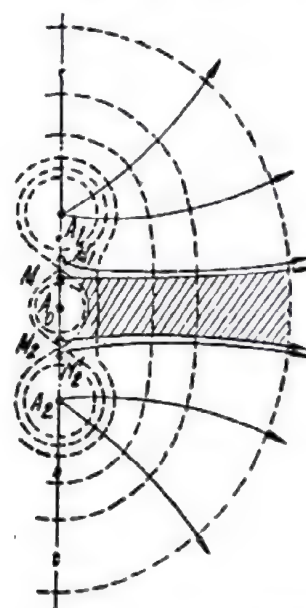


Fig. 196. Schema unui dispozitiv pentru laterolog.

Aranjamentul electrozilor este prezentat în figura 196, din care apare și poziția fasciculului liniilor de curent (hașurat pe figură) dirijat perpendicular pe direcția stratificației.

Diametrul fasciculului la dimensiunile microelectrodei pentru laterolog este de 81 cm la peretele găurii și se mărește progresiv pe măsură ce fasciculul pătrunde în stratificație.

În cazul microlaterologului se folosește o microelectrodă conținând 4 electrozi, și anume: un electrod central, punctiform, de alimentare A_0 , prin care se trimite un curent continuu de intensitate constantă și cunoscută și un electrod periferic, circular și concentric cu primul, A_1 , de asemenea de

alimentare, prin care se trimite un curent de intensitate variabilă, controlată automat, astfel ca între electrozii intermediari, circulari și concentrici, M_1 și M_2 , diferența de potențial să fie practic nulă. Electrozii sînt montați pe o patină izolantă, realizată în același mod ca și în cazul laterologului.

Aranjamentul electrozilor este prezentat în figura 197, din care apare și forma și poziția fasciculului liniilor de curent (hașurat pe figură).

Diametrul fasciculului la dimensiunile microelectrodei pentru microlaterolog este de 14—25 mm la peretele găurii și se mărește progresiv, pe măsură ce fasciculul străbate stratificația.

La ambele procedee se determină variația rezistivității aparente, corespunzătoare diferenței de potențial dintre unul din electrozii M_1 sau M_2 ai dispozitivului de fund și al doilea electrod de măsură N situat la suprafață, în vecinătatea gurii găurii de sondă. Pentru înregistrarea diagramei de rezistivitate aparentă se folosește tot o instalație obișnuită de carotaj, de obicei o stație automată.

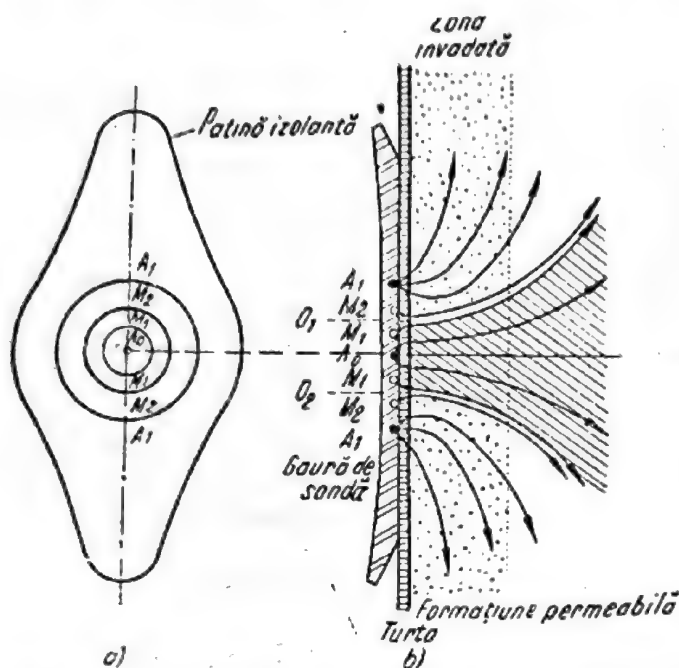


Fig. 197. Schema unui dispozitiv pentru microlaterolog.

CAPITOLUL XXVII

METODE DE PROSPECȚIUNE ȘI CAROTAJ ELECTRIC BAZATE PE CURENT ALTERNATIV

În acest capitol sînt grupate metodele de prospecțiune electrometrică și carotaj electric care se bazează pe curent alternativ sau pe curent continuu pulsat.

Metodele de prospecțiune electrometrică cu curent alternativ sau curent continuu pulsant folosesc un domeniu mare de frecvențe, cuprins între 5 cicli/s și 5 megacicli/s. În interiorul acestui larg domeniu pot fi distinse patru categorii de metode de prospecțiune cu curent alternativ, și anume:

— *metode potențiale*, care folosesc curenți de joasă frecvență, cu 5—100 cicli/s;

— *metode potențiale sau electromagnetice*, care folosesc curenți de frecvențe intermediare, cu 200—1 000 cicli/s;

— *metode electromagnetice*, care folosesc curenți de înaltă frecvență, cu 10—80 kilocicli/s;

— *metode radioelectrice*, care folosesc curenți de foarte înaltă frecvență, cu 100 kilocicli/s — 5 megacicli/s.

Având în vedere varietatea metodelor de prospecțiune electrometrică care folosesc curenți electrici de această natură, ele pot fi clasificate după criterii diferite în moduri diferite. Cel de mai sus este un astfel de exemplu, criteriul folosit aici fiind domeniul de frecvență.

În introducere este prezentată o altă clasificare, ținând cont simultan de două criterii, și anume: pe de o parte, domeniul de frecvență, distingând frecvențe audio și frecvențe radio, iar pe de altă parte adâncimea de investigație a metodelor respective, care diferențiază natura problemelor geologice ce pot fi rezolvate prin aceste metode. Considerând mai potrivită acestei prezentări care se adresează unor viitori ingineri geologi, vom distinge deci: *metode electromagnetice* care folosesc frecvențe audio și *metode radioelectrice* care folosesc frecvențe radio.

După natura metodei de prospecțiune, mărimile determinate în cadrul acelei metode sînt diferite. Astfel pot fi măsurate potențiale sau raporturi de potențiale, diferențe de fază sau raporturi de amplitudine a curenților electrici, direcții sau intensități a componentei electrice sau magnetice a cîmpului electromagnetic, capacități, frecvențe, lungimi de undă, parametri fără semnificație fizică directă, cum ar fi vectorul spirei sau vectorul folosit la metoda inducției etc. În funcție de mărimea determinată este diferită și aparatura: circuite în punte, aparatură *de zero*, cadre și bobine etc. Și din aceste puncte de vedere sînt posibile clasificări ale metodelor electrometrice de prospecțiune.

Metodele de carotaj electric din această categorie pun mai puține probleme în ceea ce privește clasificarea.

Având în vedere diversitatea metodelor de prospecțiune și carotaj care se bazează pe curent alternativ sau pe curent continuu pulsant, vom prezenta în cadrul acestui capitol numai acele metode care au o aplicabilitate mai largă sau au perspective imediate de aplicare și îndeosebi acele metode care servesc la rezolvarea unor probleme geologice specifice de interes mai mare.

1. PROSPECȚIUNEA PRIN METODA POTENȚIALULUI PROVOCAT (PP)

Metoda potențialului provocat se bazează pe punerea în evidență a anomaliilor produse de activitatea electrochimică provocată în urma excitației subsolului, cu ajutorul unui curent electric continuu pulsant.

Parametrii care se măsoară în prospecțiunea electrometrică prin metoda potențialului provocat sînt următorii:

a) potențialul provocat ΔV_{PP} ;

b) valoarea $\int_0^t \frac{\Delta V_{PP}}{\Delta V_{MN}} \cdot dt$. Este de remarcat că raportul $\frac{\Delta V_{PP}}{\Delta V_{MN}}$ are semni-

ficația de susceptibilitate a rocii din punctul de vedere al potențialului provocat sau, cu alte cuvinte, capacitatea de apariție a potențialului provocat în roca respectivă. Această mărime mai poartă numele de parametru de potențial provocat ($K = \frac{\Delta V_{PP}}{\Delta V_{MN}}$);

c) rezistivitatea aparentă ρ_a .

Pentru interpretarea rezultatelor este necesar ca să fie cunoscute în regiunea respectivă și anomaliile potențialelor naturale, cu care se corectează valorile ΔV_{PP} .

În general este folosit un curent continuu pulsant alternativ, cu o frecvență de 7 cicli/s. În fiecare ciclu, curentul electric trece circa 30 milisec. într-un sens și 30 milisec. în sens opus. În practică sînt folosite uneori și două frecvențe: una mai mică de 0,05 — 0,10 cicli/s și una mai mare de 10 cicli/s.

Aparatura pentru metoda potențialului provocat trebuie să satisfacă mai multe condiții:

— să permită închiderea circuitului de excitație, pentru a se trimite în subsol o pulsație de durată cunoscută;

— să permită deschiderea circuitului de excitație după încheierea duratei pulsației;

— să permită închiderea circuitului potențial după un timp determinat, în general de 2 milisec. (v. fig. 198), de la deschiderea circuitului de excitație.

Dispozitivul de măsurare folosit este un dispozitiv AMNB, asemănător cu acela folosit în metoda rezistivităților aparente (tip Schlumberger sau Wenner). El se compune dintr-o *linie de excitație AB*, care conține o sursă de curent continuu de 850—4 000 V, 2 electrozi confecționați din bare de oțel tubulare, un timer electronic care comandă un sistem de relee electrice și a cărui funcțiune este de a regla pulsațiile și cablurile electrice necesare. În afară de aceasta, dispozitivul mai conține o *linie potențială MN*, care cuprinde 2 prize nepolarizabile, o rețea integratoare, o pereche de amplifica-

toare de curent continuu, un oscilograf înregistrator care înregistrează simultan ΔV_{PP} și $\int_0^t \frac{\Delta V_{PP}}{\Delta V_{MN}} \cdot dt$ și cablurile electrice necesare.

Cu același dispozitiv se măsoară și rezistivitatea aparentă ρ_a .

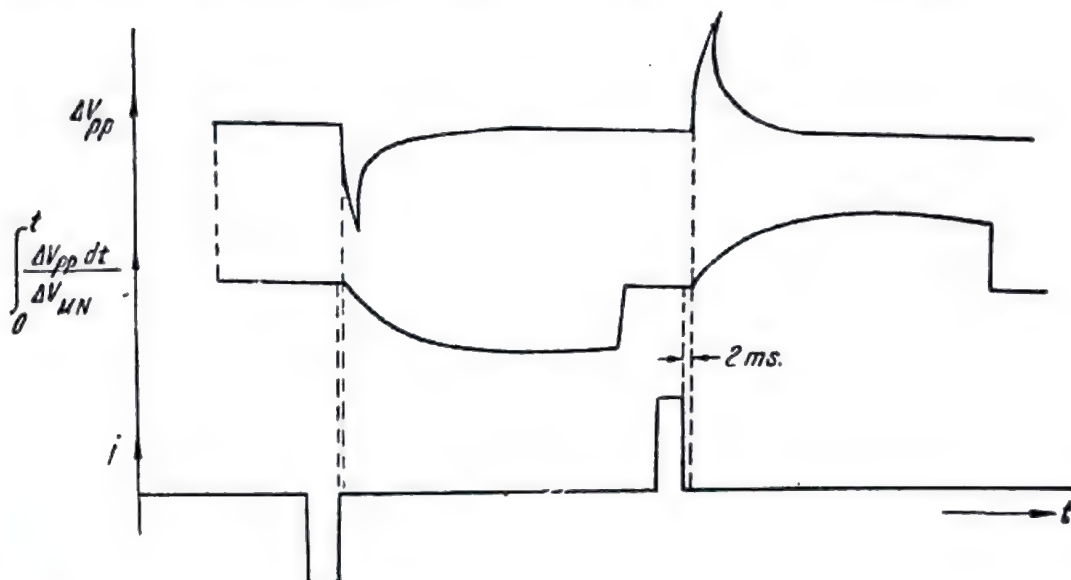


Fig. 198. Variația parametrilor măsurați la metoda potențialului provocat, în paralel cu variațiile curentului de excitație.

2. PROSPECȚIUNEA PRIN METODA LINIILOR ECHIPOTENȚIALE

Metoda liniilor echipotențiale în curent alternativ nu diferă în principiu de aceea în curent continuu. Avantajul folosirii curentului alternativ este însă mare, deoarece la condițiile geologice specifice se poate modifica frecvența curentului introdus în subsol, alegîndu-se pentru studiu aceea pentru care se obțin datele de informație cele mai clare. Din această cauză, metoda liniilor echipotențiale în momentul de față se folosește mai mult în curent alternativ.

Deoarece cîmpul electric alternativ se rotește continuu într-un punct oarecare, de fapt nu se poate vorbi de suprafețe echipotențiale staționare care, la intersecția cu suprafața solului, să creeze linii echipotențiale staționare. Pentru cazul particular cînd cîmpul este polarizat liniar sau pentru cazurile cînd frecvența curentului alternativ este destul de joasă, iar rezistivitatea specifică a rocilor din subsol este relativ mare (pentru care cîmpul electromagnetic deși polarizat eliptic este caracterizat printr-o elipsă de polarizație foarte turtită), se poate considera cu o satisfăcătoare aproximație că suprafețele, respectiv liniile echipotențiale,¹ au o direcție preferențială. În cazul general însă, pentru frecvențe înalte și rezistivități specifice mici,

¹ Ortogonale la direcția cîmpului.

cîmpul electromagnetic fiind polarizat eliptic, noțiunea de potențial își pierde sensul și prin aceasta și aceea de suprafață sau linie echipotențială.

Precizările de mai sus care privesc laturile intime ale fenomenului fizic nu exclud însă posibilitatea aplicării practice a metodei cu rezultate satisfăcătoare, bineînțeles în cadrul limitărilor de frecvență și caracteristici geoelectrice a subsolului care au fost specificate mai sus.

Pentru introducerea curentului alternativ în subsol se folosesc și prize punctuale, dar mai frecvent prize liniare. Acestea din urmă sînt reprezentate de fire de cupru neizolate, fixate din loc în loc la pămînt prin țărushi de oțel sau cleme speciale. Prizele liniare sînt așezate paralel pe suprafața solului, cu lungimea de 500—800 m și distanța dintre ele de același ordin de mărime.

Sursa de curent este reprezentată de un generator de curent alternativ de 30—40 V sau 110—120 V, 200—1 000 KVA, cu frecvență de 500—1 000 cicl/s. Poate fi folosit și curent continuu, pulsat alternativ cu ajutorul unui pulsator, de caracteristici comparabile.

Suprafața care se prospectează prin metoda liniilor echipotențiale este reprezentată de aria dintre electrozii liniari și, în general, are o formă pătratică. Punctele de egal potențial care determină traectul liniilor echipotențiale pe teren se determină în general cu ajutorul unui cablu detector, compus din 2 electrozi simpli, cu cablu de lungime constantă, un amplificator și o cască telefonică. Procedul de lucru este identic cu acela folosit în curent continuu cu cablu detector. Cînd cei doi electrozi ai cablului detector ajung la același potențial, în casca telefonică se produce extincția sonoră sau cel puțin un minim de intensitate sonoră. De obicei, extincția sonoră nu este totală din cauza polarizației eliptice a cîmpului.

În legătură cu aceasta sînt necesare cîteva precizuni. Să considerăm cazul unui cîmp polarizat eliptic, așa cum este reprezentat în figura 199. Pe o direcție oarecare, de exemplu LL_1 , pe care ar fi situată linia de măsură (cablu detector), intensitatea diferenței de potențial existentă între cei doi electrozi care comandă intensitatea sunetului în casca telefonică va fi proporțională cu proiecția MM_1 a elipsei de polarizație pe direcția respectivă. Mărimea acestei proiecții, la rîndul ei, este funcție de unghiul α , pe care îl face direcția respectivă cu axa mare a elipsei de polarizație. Variația mărimii proiecției elipsei în funcție de unghiul α este reprezentată prin linia între-

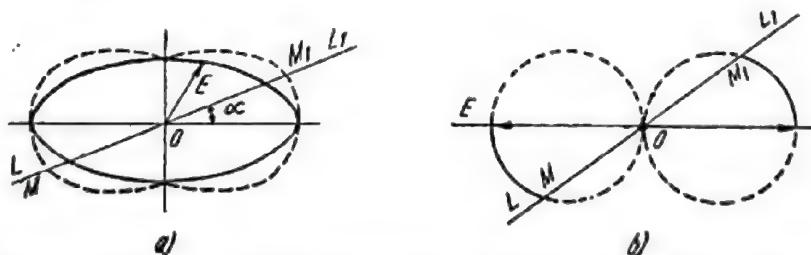


Fig. 199. Variația diferenței de potențial în funcție de direcția în plan, pentru cazul cîmpurilor polarizate eliptic și liniar.

ruptă. Se constată că valoarea minimă a diferenței de potențial și deci intensitatea minimă a sunetului în casca telefonică se va obține atunci cînd cablu detector va fi orientat pe direcția axei mici a elipsei de polarizație. Intensi-

tatea minimă a sunetului va fi de asemenea funcție de raportul dintre axele elipsei. Din această cauză este necesar de lucrat cu cîmpuri electromagnetice, caracterizate printr-o elipsă de polarizație foarte turtită (cu raport foarte mare între axa mare și axa mică a elipsei), în condițiile care au fost deja precizate mai înainte. O altă concluzie care se degajă din cele de mai sus este că, în cazul polarizației eliptice a cîmpului, liniile echipotențiale determinate prin acest procedeu reprezintă niște curbe permanent tangente la axele mici ale elipselor de polarizație din diferite puncte.

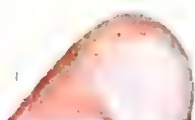
În cazul unui cîmp polarizat liniar, așa cum apare din figura 199, variația diferenței de potențial pe diferite direcții nu va mai fi proporțională cu o variație reprezentabilă geometric printr-o lemniscată, ca în cazul polarizației eliptice, ci prin două cercuri. În acest caz, pe direcția perpendiculară direcției cîmpului se va obține o extincție sonoră totală în casca telefonică, deoarece pe această direcție diferența de potențial va fi nulă. Este de asemenea de precizat că, în acest caz, liniile echipotențiale vor fi tangente la perpendiculara dusă pe direcția cîmpului în orice punct de pe teren.

Prospecțiunea electrometrică prin metoda liniilor echipotențiale în curent alternativ, ca și în curent continuu de altfel, se poate face și pe profiluri orientate. În acest caz se folosesc compensatori de amplitudine și fază, cu ajutorul cărora se realizează compensarea exactă a diferenței de potențial dintre electrozii de măsură de pe profil.

Prin unul sau altul din procedeele descrise mai sus se construiește imaginea distribuției liniilor echipotențiale pe suprafața solului în zona de prospectat. Dacă subsolul este omogen și izotrop din punct de vedere electric, liniile echipotențiale vor avea o distribuție regulată, de exemplu sub formă de drepte paralele, dacă se folosesc electrozi de curent liniari. Prezența unui element de rezistivitate specifică mai mică în subsol vor produce deasupra lui pe suprafața solului o rărire a curbelor echipotențiale; o îndesire a acestora va fi înregistrată în cazul cînd elementul geologic din subsol va avea o rezistivitate specifică mai mare decît a mediului înconjurător.

3. PROSPECȚIUNEA PRIN METODA INDUCȚIEI

În prospecțiunea electrometrică există o serie întreagă de procedee, care folosesc curent continuu sau alternativ ce circulă pe sol prin cabluri izolate, uneori fără contact cu pămîntul, energia electrică fiind aplicată subsolului prin inducție. În fapt, cîmpul alternativ primar aplicat subsolului induce curenți secundari în cuprinsul oricărui mediu cu conductibilitate electrică mai ridicată (formațiuni geologice, zăcămintele etc.), iar cîmpurile electromagnetice ale curenților secundari se însumează cu cîmpul electromagnetic al curentului primar. Rezultatul este că, în cîmpul electromagnetic determinat la suprafață, elementele geologice din subsol se reflectă sub formă de anomalii ale acestuia. Deoarece folosirea curentului continuu este foarte limitată, ne vom ocupa numai de metodele bazate pe curent alternativ.



Mărimile legate de cîmpul electromagnetic folosite în diversele metode de inducție cu curent alternativ sînt următoarele:

- forma, mărimea și direcția elipsei de polarizație;
- forța electromotoare totală indusă, din care se deduce valoarea absolută a intensității cîmpului magnetic sau a componentelor sale;
- forța electromotoare indusă, pe două direcții perpendiculare și relația dintre fazele lor;
- valoarea relativă, în amplitudine și fază, a componentelor cîmpului magnetic în raport cu amplitudinea și faza curentului primar;
- diferența de fază și raportul amplitudinilor pentru diferite componente ale cîmpului electro-magnetic.

Curentul alternativ folosit în mod obișnuit are frecvențe cuprinse între 25 și 60 000 cicl/s. El este produs de generatoare de curent alternativ cu frecvențe audio; pot fi folosite și baterii uscate cu buzzeri sau oscilatori cu tub vacuum. Transmițătoarele sînt fie linii de emisiune lungi, de 3—5 km, cu prize de pămînt, fie circuite în formă de spira, dreptunghiulare sau circulare, fără priză de pămînt. Aceștia se orientează întotdeauna, cu excepția celor circulari bineînțeles, paralel cu direcția obiectului geologic de cercetat, iar prospecțiunea se face pe profiluri perpendiculare la această direcție.

Receptoarele sînt foarte variate, în funcție de mărimea cîmpului electromagnetic la sol care trebuie determinată. Întotdeauna însă ei conțin părți principale unul sau mai multe cadre de inducție (bobine cu un număr mare de spire) și amplificatoare; în multe cazuri se folosesc metode de zero pentru determinare, cu telefoane ca inductoare de zero.

După cum s-a precizat din capul locului, există multe metode care se bazează pe măsurarea elementelor cîmpului electromagnetic indus în pămînt cu ajutorul unor transmițătoare liniare, sau în formă de spire, așezate pe suprafața solului. Tot în această categorie de metodă de inducție intră și metodele care folosesc transmițătoarele așezate vertical (perpendicular pe suprafața solului), care au însă o aplicabilitate mai restrînsă. Dintre cele mai importante metode de inducție sînt de precizat metoda intensităților, metoda Turam, metoda spirei, sondajul electromagnetic etc., dintre care unele vor fi tratate separat, deoarece s-au individualizat ca metode aparte, aplicabile în anumite probleme specifice.

În practica prospecțiunii electrometrice se folosește termenul de metoda inducției, pentru a defini o anumită metodă de prospecțiune din această mare familie, bazate pe același fenomen fizic fundamental — inducția electromagnetică.

Metoda inducției este folosită în problemele geologice legate de descoperirea sau conturarea unor corpi de dimensiuni reduse și cu înclinări mari, așa cum se prezintă în general zăcămintele de minereuri metalifere și în deosebi cele de tip filonian.

În această metodă, cîmpul electromagnetic este generat de un cadru de emisie vertical prin care circulă un curent de înaltă frecvență. Considerînd în primă aproximație că solul se comportă ca un izolant și că nu conține nici un corp conductor, cîmpul magnetic produs de emițător la mare distanță la suprafața solului (presupusă orizontală) va fi orizontal. Acest cîmp magnetic se studiază cu ajutorul unui al doilea cadru de recepție, prevăzut cu un

amplificator și un telefon. În cazul cîmpului orizontal (normal), așezînd cadrul de recepție în poziție orizontală, el nu va fi străbătut de nici o linie de forță și deci în casca telefonului vom avea o extincție sonoră.

Dacă însă în subsol există un corp conductor (zăcămint metalifer), atunci cîmpul secundar indus de conductor se va suprapune cîmpului primar al emițătorului, producînd un cîmp rezultat înclinat. Extincția sonoră (totală sau parțială) în casca telefonului va avea loc în acest caz pentru o poziție înclinată a cadrului de recepție. Această poziție, definită prin unghiul de înclinare față de planul orizontal al cadrului de recepție este citită pe un limb gradat. La trecerea cadrului de recepție deasupra corpului conductor, unghiul de înclinare a cîmpului rezultat se va anula și va schimba de semn.

Emițătorul este reprezentat de un cadru-antena circular (cu diametru de 1 m), fixat pe un trepied și mobil în jurul unui ax vertical; receptorul este constituit dintr-un cadru circular (cu diametru de 0,6 m), care se poate orienta în orice direcție cu ajutorul unui ax orizontal și a unui ax vertical, precum și de un calibrator cu tuburi electronice.

Prospecțiunea electrometrică prin metoda inducției se realizează în modul următor: în primul rînd se instalează cadrul de emisie în poziție verticală într-un punct oarecare al rețelei de stații de măsurare proiectate (în mod obișnuit o rețea pătratică de stații cu latura de 60—100 m). Se marchează pe teren o serie de puncte plasate pe o circumferință cu raza de 50—70 m și cu centrul în stația de emisie. Se plasează receptorul într-un punct oarecare pe această circumferință, în poziția verticală, și prin vizare reciprocă cele două cadre — de emisie și recepție — sînt aduse în același plan vertical. Punînd în funcțiune generatorul, se reglează frecvența receptorului, astfel încît să detecteze la o frecvență audio unda întreținută emisă de emițător. După ce se realizează această acordare, se rotește cadrul receptor în jurul axului orizontal, pînă cînd se obține extincția sonoră în casca telefonului și în această poziție se citește unghiul de înclinare. Unghiul astfel citit este afectat de semnul + sau — după cum normala luată pe cadran, cu sensul către în jos, este îndreptată către dreapta sau către stînga verticalei. Operația este apoi repetată în alte puncte ale aceleiași circumferințe, în total 12.

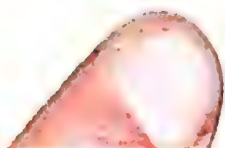
Un punct în care are loc schimbarea de semn a unghiului de înclinare, cu convergența normalelor (normalele cadrelor în stații adiacente trebuie să fie convergente), aparține unui ax electric produs de un corp conductor. O dată descoperit un ax electric, se mută emițătorul într-un punct pe acesta și prospecțiunea se efectuează în continuare în modul indicat mai sus, pînă cînd se realizează precizarea în bune condiții a acestuia.

După aceasta, operațiunile reîncep dintr-un alt punct al rețelei de stații, pentru descoperirea unor alte axe electrice.

4. PROSPECȚIUNEA PRIN METODA TURAM

Aceasta este, așa cum s-a precizat mai înainte, tot o metodă de inducție.

Transmițătorul este reprezentat de o linie de emisiune, lungă de circa 3 km, legată la pămînt la capetele ei prin electrozi simpli (țărîși metalici). Linia de emisiune este alimentată cu curent alternativ produs de un grup electrogen de 300 V, cu frecvență de 220 sau 660 cicli/s și de intensitate 2A.



Receptorul este constituit din două cadre de inducție de formă circulară¹ legate prin cablu blindat la un compensator TURAM. Cadrele au 1 200 de spire din sîrmă de cupru izolată. Compensatorul TURAM este constituit din rezistențe variabile și este legat la un amplificator de audiofrecvență, cu

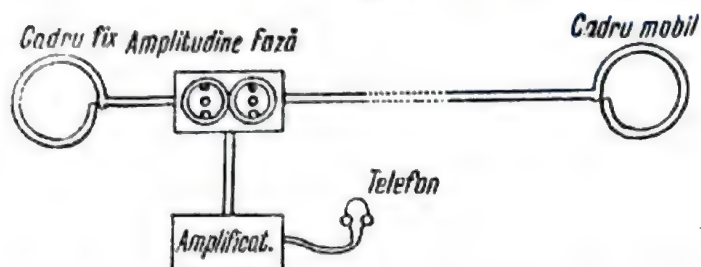


Fig. 200. Schema receptorului folosit la metoda TURAM.

telefon ca instrument de zero, așa cum se vede în figura 200.

Pentru problemele geologice privind descoperirea de structuri sedimentare linia de emisie se orientează paralel cu direcția generală de stratificație; pentru zăcămintele de minereuri metalifere, linia de

emisie este așezată lateral față de acestea și orientată paralel cu direcția eventuală a lor, deoarece, în cazul în care ar fi situată chiar deasupra lor, curentul de inducție ar produce un efect sensibil mai mic.

Prospecțiunea prin metoda TURAM constă în executarea de măsurători pe profiluri perpendiculare la linia de emisie. Distanța dintre cadrele de recepție este păstrată constantă în timpul unei prospecțiuni și este în general de ordinul 10—20 m. Măsurătorile se execută în puncte echidistante pe profiluri, de exemplu la 10 m distanță. Nu se prospectează zona situată între linia de emisie și niște linii paralele cu ea, situate la 40—60 m distanță de o parte și de alta. În timpul prospecțiunii, cele două cadre sînt ținute în poziție orizontală.

Mărimile determinate la această metodă de prospecțiune electrometrică sînt diferența de fază și raportul amplitudinilor pentru componentele magnetice verticale ale cîmpului electromagnetic. Distribuția anomală a proprietăților electrice în subsol, legată de caracteristicile structurii geologice a acestuia, va avea ca efect final variații ale cîmpului electromagnetic în diferite puncte pe suprafața prospectată.

Pentru efectuarea unei determinări, cadrele de inducție sînt așezate orizontal la distanța constantă aleasă pentru prospecțiune și se ajustează cele două cadrane ale compensatorului TURAM pînă cînd se realizează extincția sonoră în telefon. Extincția sonoră este confruntată cu indicația unui miliampermetru, care în acel moment arată o valoare zero sau minimă, în cazul în care extincția sonoră în telefon nu este totală. Diferența de fază a componentelor magnetice este citită direct pe cadranul de fază al compensatorului, iar raportul amplitudinilor celor două componente se calculează din citirile de pe cadranele de fază și de amplitudine.

Prezentarea rezultatelor prospecțiunii electrometrice prin metoda TURAM se face sub formă de hărți sau profiluri, indicînd variația diferenței de fază și a raportului amplitudinilor în regiunea prospectată. Diferența de fază este exprimată în grade sexagesimale; raportul amplitudinilor este exprimat

¹ În loc de cadre circulare pot fi folosite și antene cu $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ sau $\text{Mn} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$, $\text{Zn} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ etc., de forma unor bastoane, cu o înfășurare din sîrmă izolată de cupru cu 1 000 de spire.

fie în valori absolute sau în procente, fie direct sub forma de *cotă de cîmp* care reprezintă cîțul dintre raportul măsurat al amplitudinilor și raportul calculat teoretic al acestora în condițiile geometrice ale dispozitivului de măsură ales. Dintre aceste două mărimi mai expresivă este însă diferența de fază, care prezintă variații mai mari. Prezența unor elemente geologice în subsol cu rezistivitate specifică mai mică decît a mediului înconjurător este marcată prin minime ale diferenței de fază și maxime ale raportului amplitudinilor; cele cu rezistivitate specifică mai mare ca a mediului înconjurător prin anomalii de sens invers ca mai sus ale acestor mărimi.

O metodă apropiată ca tehnică de lucru cu aceasta este și metoda SLINGRAM. La această metodă se folosește ca transmițător o bobină de emisie circulară, în diametru de 0,7 m, alimentată cu curent alternativ furnizat de un oscilator cu tuburi electronice acționat de baterii plate de 4,5 V, cu intensitate de 0,4 A și frecvențe de 880 și 3 250 cicli/s. Receptorul constă dintr-un cadran de inducție circular, identic cu bobina de emisie, un compensator și un amplificator cu telefon ca instrument de zero.

Mărimile măsurate la această metodă sînt componentele verticale, în fază și cuadratură cu cîmpul primar, ale cîmpului electromagnetic indus, proporționale cu forțele electromotoare induse în cadrul de recepție. Acestea sînt citite direct pe cadranele compensatorului, în % din intensitatea cîmpului primar, după ce a fost realizată extincția sonoră în telefon.

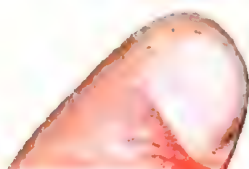
Măsurătorile se execută pe profiluri rectilinii, perpendiculare pe direcția zăcămintelor. Bobinele sînt ținute orizontal, la o distanță de 20—120 m pe direcția profilului; apoi acest dispozitiv se deplasează cu un pas de 20 m și se repetă măsurătoarea și așa mai departe pînă la epuizarea fiecărui profil. Măsurătorile sînt executate folosind pe rînd ambele frecvențe.

La această metodă, prezența în subsol a unui element geologic de rezistivitate specifică mică, cum ar fi, de exemplu, un zăcămint metalifer, se reflectă prin minime ale componentei în fază și maxime ale componentei în cuadratură; în cazul unui element geologic de rezistivitate specifică mai mare ca a mediului înconjurător, anomaliile respective au sens invers.

O metodă identică cu SLINGRAM este și metoda RONKA, la care se folosesc ca transmițător și receptor tot cadre circulare orizontale, sursă de curent alternativ și compensator, utilizînd două frecvențe, și anume de 876 și 2 400 cicli/s. Distanța între cadre pe profiluri este de 30,60 sau 90 m. În general, adîncimea de investigație ideală este de circa 1,5 ori mai mare decît distanța dintre cadre; în condiții practice de teren, adîncimea minimă de la care contăm să primim informații din subsol este de 45 m pentru distanța de 60 m și de 70 m pentru distanța de 90 m între cadre.

Din valorile procentuale ale componentelor în fază și cuadratură cu cîmpul primar se poate calcula raportul lor, a cărui valoare este proporțională cu rezistivitatea aparentă a rocilor din subsol pe grosimea pachetului corespunzătoare adîncimii de investigație.

Metodele descrise mai sus dau informații prețioase cu privire la zăcămintele metalifere ascunse din subsol. Dezavantajul mare al lor este că sînt foarte sensibile la variațiile de relief.



5. PROSPECȚIUNEA PRIN METODE RADIOELECTRICE

Metodele radioelectrice sînt de o aplicabilitate foarte restrînsă, deoarece, datorită frecvențelor foarte mari a undelor electromagnetice, pătrunderea acestora în subsol este foarte limitată. Cu titlu informativ vom prezenta în principiu numai una din aceste metode, pentru a da o orientare cu totul generală asupra modului cum funcționează astfel de metode electrometrice și asupra naturii problemelor geologice care pot fi rezolvate cu ajutorul lor.

5.1. Metoda umbrei electromagnetice. Această metodă mai poartă numele și de *metoda transparenței* și este folosită în legătură cu lucrările de

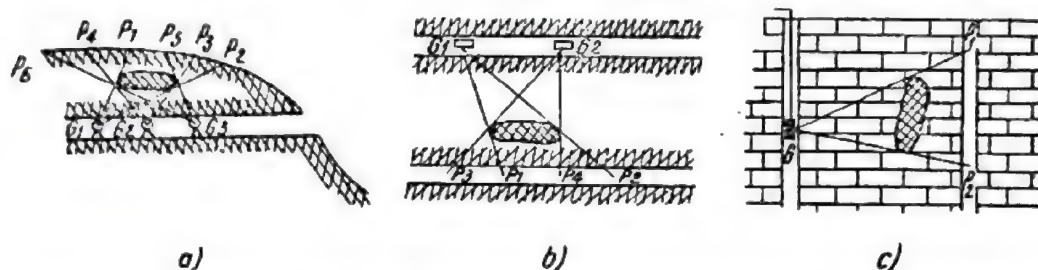


Fig. 201. Cîteva cazuri de localizare a corpurilor de minereu prin metoda umbrei electromagnetice.

prospecțiune sau explorare (găuri de sondă, galerii de mină etc.), pentru localizarea corpurilor de minereu care se găsesc situate între aceste excavații sau între astfel de excavații și suprafața solului.

Metoda se bazează pe proprietatea pe care o au mediile bune conductoare de electricitate de a avea un coeficient mare de absorbție a undelor electromagnetice de înaltă frecvență (frecvențe radio). În aceste condiții, undele electromagnetice vor străbate relativ ușor rocile cu conductibilitate electrică mică, însă nu vor putea străbate aproape de loc corpurile mineralizate care se găsesc eventual în astfel de roci și care au o conductibilitate electrică mare.

În figura 201 sînt schițate cîteva cazuri de localizare a corpurilor de minereu, prin metoda umbrei electromagnetice, situate fie între o galerie de mină și suprafața solului (fig. 201, a), fie între două galerii de mină (fig. 201, b) fie între două găuri de sondă (fig. 201, c).

Pentru prospecțiune electrometrică prin această metodă se folosește un transmițător cu cadru, prevăzut cu un dispozitiv de măsură a curentului din cadru. Puterea transmițătorului trebuie să fie suficientă pentru ca undele electromagnetice să străbată un pachet de roci de 100 — 200 m grosime.

Recepția undelor electromagnetice se face cu ajutorul unui cadru receptor, prevăzut de asemenea cu un dispozitiv de măsurare a energiei recepționate.

Pentru a contura modul cum funcționează practic această metodă, să luăm ca exemplu situația schițată în figura 201, a. Transmițătorul este plasat succesiv în punctele G_1, G_2, G_3 din galerie și la suprafață se determină limi-

tele respective ale zonei în care recepția undelor electromagnetice este nulă sau foarte slabă (zona de umbră electromagnetică); limitele acestei zone se vor schimba o dată cu schimbarea poziției transmițătorului (pentru G_1 vor fi P_1 și P_2 , pentru G_2 vor fi P_3 și P_4 , iar pentru G_3 vor fi P_5 și P_6). Proiecția aproximativă a corpului conductor pe suprafața solului este dată de conul de umbră delimitat de razele interioare (cum sînt cele de la punctele P_1 , P_5 etc.). Pentru o precizare mai bună a poziției și a formei corpului conductor este indicat ca operația să fie repetată prin inversarea transmițătorului și receptorului (primul la suprafața solului și al doilea în galeria de mină).

Metoda umbrei electromagnetice a fost folosită cu rezultate pozitive în U.R.S.S., de exemplu la localizarea unor stocuri de pirită din zăcămintul Ciraghii-Dzorsk din Transcaucasia sau la determinarea spațiilor umplute cu soluții sărate din zăcămintele de sare de la Solikam.

După cum s-a precizat de la început, metodele radioelectrice au o aplicabilitate redusă, îndeosebi datorită faptului că la frecvențele folosite efectul pelicular al curentului electric este mare, respectiv adîncimea de pătrundere a acestuia în subsol este mică; la aceasta mai trebuie adăugat că aplicarea acestor metode mai este complicată de efecte de relief, de variațiile locale de proprietăți electrice, datorită gradului variat de mineralizație a rocilor, precum și de efectele variațiilor de umiditate a rocilor.

6. CAROTAJUL POTENȚIALULUI PROVOCAT (PP)

Carotajul potențialului provocat¹ realizează înregistrarea continuă a variației intensității activității electrochimice provocate de-a lungul găurii de sondă.

Originea acestei activități, în urma excitării stratelor traversate de gaura de sondă prin aplicarea unui potențial electric pulsatoriu, a fost discutată în capitolul X. Este de precizat aici că, în ceea ce privește această metodă de carotaj, ea se bazează în principal pe apariția potențialelor provocate la stratele constituite din roci care conțin silicați alterați cu treceri spre argile, la stratele de cărbuni, mineralizații de sulfuri și roci carbonatate.

Cercetări teoretice au arătat că intensitatea activității electrochimice provocate în gaura de sondă depinde de următoarele:

— compoziția mineralogică a stratificației și compoziția chimică a soluțiilor care saturează roca din stratificație;

— intensitatea și sensul curentului electric cu care este excitată stratificația;

— distanța dintre electrozii de alimentare și cei de măsură (caracteristica geometrică a dispozitivului de potențial provocat);

— distanța de invadare în stratificație a noroiului de foraj.

Pentru studiul reacțiunii rocilor la excitarea lor cu un curent electric pulsat se folosește intensitatea potențialului provocat ΔV_{PP} , care se determină între electrozii de măsură M și N la un interval de timp scurt după întreruperea curentului de excitare în linia de alimentare A_1A_2B .

¹ Acest tip de carotaj mai poartă numele și de *carotaj electrolitic*.

Deoarece potențialele provocate ΔV_{PP} sînt proporționale cu potențialele ΔV_{MN} care apar la conectarea curentului de excitație, pentru a se elimina influența rezistivității specifice a rocilor asupra valorilor ΔV_{PP} , se folosește *activitatea provocată efectivă* A_{PP} definită ca

$$A_{PP} = \frac{\Delta V_{PP}}{\Delta V_{MN}}, \quad (396)$$

și cum valoarea acesteia este în general mică, s-a înlocuit în practică prin *parametrul de potențial provocat* K care se exprimă în procente și este definit ca

$$K\% = \frac{\Delta V_{PP}}{\Delta V_{MN}} \times 100. \quad (397)$$

Aparatura pentru carotajul potențialului provocat este compusă din următoarele:

— un dispozitiv de fund, reprezentat de o electrodă care conține electrozii $A_1 - A_2$ și B ai liniei de alimentare, precum și electrodul M de măsură. Distanța dintre electrozii $A_1 - A_2$ și B este de 5-6 m;

— cablul electric care servește și pentru coborîrea și ridicarea electrodeii;

— un echipament de suprafață conținînd electrodul N de măsură, precum și instalația de alimentare (sursa E și pulsatorul P care are funcție și de inversor al sensului curentului) și instalația de înregistrare (potențiometrul P_1 pentru înregistrarea variațiilor ΔV_{PP} , potențiometrul P_2 pentru înregistrarea variațiilor ΔV_{MN} și reductorul R de diferențe de potențial).

O schiță a instalației de carotaj al potențialului provocat este reprodusă în figura 202.

În principiu, instalația de carotaj al potențialului provocat este constituită dintr-o linie de alimentare cu electrozii $A_1 - A_2$ și B și o linie de măsură cu electrozii M și N , asemănătoare dispozitivelor de determinare a rezistivității aparente așa cum sînt folosite în metodele de prospecțiune sau carotaj a acestei mărimi. Ea este prevăzută cu posibilitatea de a înregistra simultan atât diferențele de potențial ΔV_{MN} , în perioadele cînd circuitul de alimentare (excitație) este închis, cît și diferențele de potențial ΔV_{PP} , la un interval de timp foarte scurt după deschiderea circuitului de excitație.

Pentru a elimina influența potențialelor naturale din gaura de sondă, care ar altera valoarea potențialelor provocate înregistrate, se folosește înregistrarea cu două senzori ale curentului în linia de alimentare, obținîndu-se două diagrame care prezintă variația mărimilor $\Delta V_{PN} + \Delta V_{PP}$ (pentru electrodul $A_1 - A_2$ pozitiv), respectiv $\Delta V_{PN} - \Delta V_{PP}$ (pentru electrodul $A_1 - A_2$ negativ). Între aceste două curbe se poate elimina ΔV_{PN} . Mai practic este însă de a alege

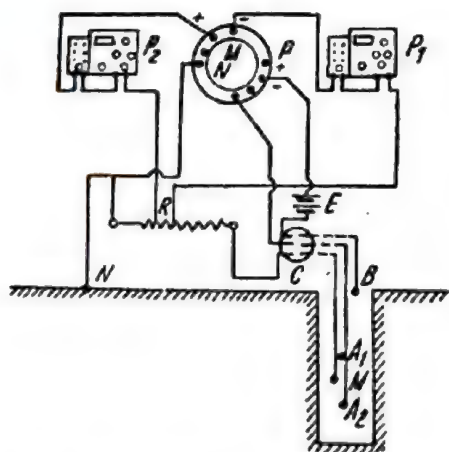


Fig. 202. Schema instalației de carotaj al potențialului provocat.

intensități de curent în linia de alimentare, astfel încît ΔV_{PP} să fie mult mai mare ca ΔV_{PN} , în felul acesta obținîndu-se diagrame ale variației potențialelor provocate, pe care influența potențialelor naturale să fie neglijabilă.

În general, carotajul potențialului provocat se execută, folosind succesiv pe porțiunea din gaura de sondă care este studiată, înregistrări cu mai multe intensități ale curentului în linia de alimentare și cu ambele senzuri ale acestuia. Se consideră că un studiu este satisfăcător, dacă se folosesc următoarele intensități ale curentului în linia de alimentare: -1 ; -5 ; -10 ; -50 ; -100 ; -200 ; -500 ; $-1\ 000$; $+1$; $+5$; $+10$; $+50$; $+100$; $+200$; $+500$ și $+1\ 000$ mA.

Carotajul potențialului provocat se aplică în momentul de față pe o scară din ce în ce mai largă, îndeosebi la determinarea grosimii stratelor de cărbuni în sondele de explorare și stabilire a rezervelor în bazinele carbonifere; de asemenea, pentru zăcămintele de sulfuri și chiar de hidrocarburi.

7. CAROTAJUL INDUCTIV

Carotajul inductiv se folosește în cazuri speciale, pentru studiul stratificației în găurile de sondă umplute cu fluide negre. În cazurile în care condițiile de foraj impun folosirea unor fluide negre, carotajul electric în alte forme nu poate fi aplicat din cauză că aceste fluide (noroi cu bază de petrol) nu este bun conductor de electricitate și deci nu asigură închiderea circuitului AB de alimentare. Folosirea fenomenului de inducție electromagnetică face posibil studiul stratificației, trecînd peste aceste dificultăți, așa cum se va vedea în cele ce urmează.

Aparatura pentru carotajul inductiv este compusă din următoarele:

— Un dispozitiv de fund sau electrodă de carotaj inductiv, a cărui schemă este reprodusă în figura 203.

Figura 203, *a* ilustrează schema de principiu a electrodei, care este de fapt o punte de impedanță mutuală. Ea conține o bobină emițătoare T și una receptoare R , montate pe un suport izolant la o distanță L care este în același timp și raza de acțiune a aparatului. Emițătorul este alimentat cu un curent alternativ, cu o frecvență potrivită, prin intermediul unui oscilator Os . Receptorul este legat la un amplificator A . Acest ansamblu este montat într-o electrodă de oțel x . În figura 203, *b* este ilustrată electroda pentru carotajul inductiv și aranjamentul bobinelor.

— Un cablu electric care servește și pentru coborîrea și ridicarea electrodei în gaura de sondă.

— Un echipament de suprafață, care conține un sistem de înregistrare (cu galvanometru cu oglindă și film fotografic).

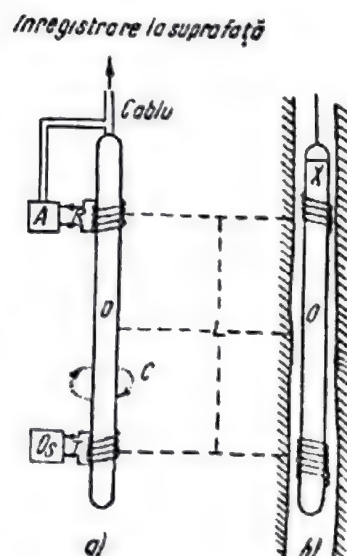


Fig. 203. Schema electrodei de carotaj inductiv.

Principiul de funcționare este următorul. Cu ajutorul emițătorului se creează în gaura de sondă un câmp electromagnetic alternativ. Componenta electrică a acestui câmp induce în stratificație un câmp turbionar (c), ale cărui caracteristici sînt dependente de natura rocilor care constituie stratificația; componenta magnetică a acestui câmp induce în receptor o forță electromotoare, proporțională cu intensitatea acesteia. Tensiunea indusă în receptor este amplificată și redresată, iar curentul continuu corespunzător acesteia este trimis prin cablu la dispozitivul de suprafață pentru înregistrare.

Pentru compensarea inducției mutuale, între bobina emițătoare și cea receptoare se reglează aparatul astfel încît în aer (mediu cu rezistivitate specifică practic infinită), în bobina receptoare să nu se inducă o forță electromotoare.

Curentul electric generat în receptor este proporțional cu conductibilitatea electrică a stratificației după o lege liniară. Astfel, diagramele obținute prin carotaj inductiv, reprezintă de fapt variația conductibilității electrice aparente (valoarea inversă a rezistivității aparente care se înregistrează prin carotajul electric al rezistivității), ceea ce simplifică în mod substanțial interpretarea geologică a acestor diagrame reducînd-o la cazul cunoscut al diagramelor de rezistivitate aparentă.

CAPITOLUL XXVIII

CAROTAJUL TERMIC

Carotajul termic realizează înregistrarea variației temperaturii cu adîncimea de-a lungul găurii de sondă.

Principalele aplicații ale acestui procedeu de carotaj privesc localizarea apelor, stratelor gazeifere și petrolifere în găurile de sondă, precum și corelarea structurilor geologice pe baza gradientului geotermic în sonde; o altă aplicație importantă se referă la stabilirea nivelului la care s-a ridicat cimentul în spatele coloanei de tubare, în urma operației de cimentare a acesteia.

Înregistrările de temperatură în gaura de sondă se pot face în unele cazuri cu *termometre de maxim*. Aceste aparate servesc de obicei pentru determinarea temperaturii la talpa sondei.

Termometrul de maxim este fixat într-o casetă de protecție, care este în același timp și un slab izolator termic, pentru ca în cazul în care temperatura la talpa sondei nu are valoarea cea mai mare de-a lungul găurii de sondă,

termometrul să nu înregistreze pe parcurs temperatura maximă. Caseta care conține termometrul este coborâtă în gaura de sondă cu ajutorul unui troliu și a unui cablu de oțel.

Înregistrarea temperaturii maxime trebuie să dureze circa 1 1/2 ore în găuri goale și 3/4 ore în găuri cu apă, petrol sau noroi de foraj, pentru ca termometrul de maxim să înregistreze temperatura reală în urma egalizării temperaturilor casetei de protecție și a aceleia din gaura de sondă.

Cu ajutorul termometrelor de maxim se pot construi și curbe de variație a temperaturii în gaura de sondă, dacă se fac înregistrări în puncte situate la diferite adâncimi; procedeul acesta nu este însă economic.

Volumul mare de măsurători termometrice în găurile de sondă se efectuează în prezent folosind o *aparatură de carotaj termic*, cu ajutorul căreia se obține o înregistrare continuă a variațiilor temperaturii de-a lungul găurii de sondă.

Aparatura de carotaj termic este constituită în mod asemănător cu aceea de carotaj radioactiv sau electric. Ea este compusă din următoarele:

— Un dispozitiv de fund, compus în principiu dintr-o punte electrică în curent continuu de tip Wheatstone. Două din brațele acestei punți sînt reprezentate de rezistențele electrice R_1^t și R_2^t , confecționate din cupru (material care are un coeficient de temperatură foarte mare). Celelalte două brațe sînt reprezentate de rezistențele electrice R_1^c și R_2^c , confecționate din constantan (material care are un coeficient de temperatură foarte mic).

— Un cablu electric, a cărui funcție principală este de a conduce curentul electric și în același timp (cu ajutorul unui troliu pe a cărui tobă se înfășoară) de a asigura coborîrea și ridicarea dispozitivului de fund în gaura de sondă.

— Un echipament de suprafață, compus dintr-o sursă de curent b , un reostat R și un potențiometrul P , cu dispozitiv de înregistrare fotografică.

O schiță a aparaturii de carotaj termic este reprodusă în figura 204.

În principiu, aparatura de carotaj termic reprezintă un dispozitiv de rezistivitate, de tipul celui folosit de carotajul rezistivității aparente. Circuitul de alimentare (linia de emisie AB) este reprezentat de sursă b — ampermetrul A — cablu — puntea Wheatstone — contactul de masă al termometrului K — pământ — reostat — sursă b ; circuitul de măsură (linia MN) este reprezentat de capă-

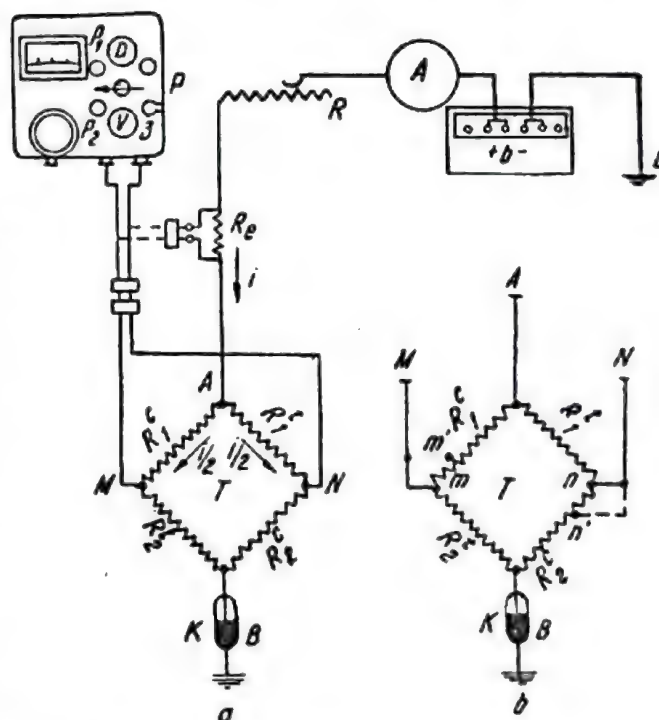


Fig. 204. Schița unei instalații de carotaj termic.

tul M al punții Wheatstone — cablu — potențiomtru — cablu — capătul N al punții Wheatstone.

Pentru o temperatură oarecare T_0 , puntea electrică este în echilibru și acest lucru se poate realiza prin reglarea convenabilă a reostatului R . Pentru orice altă temperatură T , echilibrul electric al punții va fi deranjat datorită variației cu temperatura a rezistențelor electrice R_1^t și R_2^t . Ca urmare a acestui fapt va apărea o diferență de potențial ΔV_{MN} între punctele M și N ale punții electrice, diferență de potențial care va fi funcție de diferența de temperatură $T - T_0$ și de intensitatea i a curentului care circulă prin puntea electrică. Expresia temperaturii T este dată de relația

$$T = T_0 + C \cdot \frac{\Delta V_{MN}}{i}, \quad (398)$$

în care C reprezintă constanta aparatului și se exprimă în amperi, grad centigrad/volt.

Rezultatul înregistrării variației temperaturii de-a lungul găurii de sondă este o diagramă, care poartă numele de *termogramă*. Se obișnuiește ca acestea să poarte numele de *geotermograme*, atunci când înregistrarea se face în cîmpuri termice naturale, și *termograme în cîmpuri termice artificiale*, în cazurile în care se studiază fenomene termice provocate de noi.

Termogramele pot fi interpretate geologic direct în forma în care sînt înregistrate, mai ales atunci când se referă la cîmpul termic natural al pămîntului. Atunci când anomaliile termice sînt provocate de cîmpuri termice de răspîndire locală sau artificiale, este mai avantajos ca după termograma înregistrată să se construiască *termograma diferențială* (prin scăderea — după caz — a unui gradient geometric constant pe întreg intervalul de înregistrare sau a mai multor gradienti constanți, pe porțiuni). Termograma diferențială prezintă marele avantaj că are o orientare generală a curbei temperaturilor diferențiale paralelă cu axa adîncimilor, ceea ce ușurează interpretarea anomaliilor și compararea termogramei cu diagramele obținute prin alte metode de carotaj geofizic.

PARTEA A TREIA

**INTERPRETAREA GEOLOGICĂ
A REZULTATELOR LUCRĂRILOR
GEOFIZICE DE PROSPECȚIUNE
ȘI CAROTAJ**

CAPITOLUL XXIX

PRINCIPIILE GENERALE ALE INTERPRETĂRII GEOLOGICE A REZULTATELOR LUCRĂRILOR GEOFIZICE

1. SCOPUL ȘI PRINCIPIILE GENERALE ALE INTERPRETĂRII GEOLOGICE

Rezultatele lucrărilor geofizice de prospecțiune se concretizează în anomalii gravimetrice, magnetometrice, electrometrice sau radiometrice și în elemente structurale (adâncimi și înclinări) deduse din date seismometrice sau electrometrice. Rezultatele lucrărilor geofizice de carotaj se concretizează în diagrame de variație de-a lungul găurii de sondă a unor mărimi electrometrice, radiometrice, termice etc. Valorificarea acestor rezultate pe plan geologic se face în procesul de interpretare geologică. Interpretarea geologică a rezultatelor lucrărilor geofizice este un proces complex și complicat în același timp, care urmărește transpunerea în termeni geologici a cauzelor care s-au reflectat în aceste rezultate și al căror sediu este în cuprinsul scoarței terestre. Rezultatul final al acestui proces trebuie să fie concretizat în explicarea cât mai completă a acestor rezultate obținute prin lucrările geofizice, pe baza unei imagini cât mai corecte a structurii geologice ascunse, care să cuprindă toate sursele geologice ce s-au reflectat în rezultatele respective.

Reflectarea obiectelor geologice în mărimile fizice obținută prin lucrările geofizice este funcție, în primul rând, de contrastul de proprietăți fizice pe care îl realizează aceste obiecte geologice față de masa rocilor care le înconjură în subsol (contrastul de densitate pentru mărimile gravimetrice, contrastul de intensitate de magnetizare pentru cele magnetometrice, contrastul de viteză de propagare a undelor elastice pentru elementele seismometrice, contrastul de conductibilitate electrică pentru mărimile electrometrice, contrastul de conținut în elemente radioactive pentru cele radiometrice, contrastul de conductibilitate termică pentru cele termice etc).

În afară de contrastul de proprietăți fizice, valabil pentru toate metodele geofizice de prospecțiune și de carotaj, reflectarea în mărimi fizice a obiectelor

geologice mai este funcție și de alți parametri, diferențiați pe metode, și anume:

- volumul, adâncimea, forma și izolarea (separarea) obiectelor geologice în cazul prospecțiunilor gravimetrice, magnetometrice, și în parte, electro-metrice;

- volumul și adâncimea în cazul prospecțiunilor radiometrice;

- caracterul neted și continuitatea laterală a suprafețelor de reflexie și refracție a undelor elastice, înclinarea mică a lor și omogenitatea pachetului de roci care le acoperă în cazul prospecțiunilor seismometrice;

- omogenitatea pachetelor stratificate și continuitatea lor, adâncimea și înclinarea sau volumul, adâncimea și forma în cazul prospecțiunilor electro-metrice, diferențiate după metoda folosită și obiectul geologic căutat;

- grosimea pachetelor de roci, înclinarea și porozitatea lor în cazul metodelor de carotaj geofizic.

Natura, în varietatea ei de forme de prezentare, face ca acești parametri să varieze în limite destul de mari, nu numai de la un obiect geologic la altul, dar chiar și în cuprinsul unui aceluiasi obiect, îndeosebi dacă dimensiunile lui orizontale sînt mari.

Dependența unor date unice înregistrate la suprafața pămîntului — formele de reflectare în mărimi fizice a obiectelor geologice ascunse — de un număr de parametri ai acestora creează ceea ce poartă numele de *ambiguitate fundamentală* a metodelor geofizice și care constă în aceea că „o formă de reflectare a obiectului geologic (anomalie sau element structural determinat indirect) nu este în măsură să definească numai prin ea însăși în mod univoc obiectul geologic în toată complexitatea lui”.

Este de necontestat că în aceste condiții determinarea directă, pe baza numai a unei singure forme de reflectare, a cauzelor geologice care o produc (variații de facies litologic, deformări tectonice, accidente rupturale, zăcăminte de minerale utile etc.), nu poate fi o operație simplă, nici chiar în cazul în care regiunea prospectată ar avea o structură foarte simplă, conținînd o singură cauză geologică din cele indicate mai sus; lucrurile se complică mult însă, cînd cauzele geologice de mai sus se combină între ele, așa cum de altfel este cazul general în natură.

Datorită acestor condiții specifice în care are loc procesul de interpretare geologică a rezultatelor lucrărilor geofizice, formularea unor principii, de valabilitate universală, în legătură cu această operațiune este în general dificilă. Este esențial ca atunci cînd se face interpretarea geologică a unor rezultate geofizice să se țină cont în primul rînd de caracteristicile geologice generale ale regiunii în care acestea au fost obținute. Dacă în regiunea respectivă există unele indicații sau cunoștințe chiar asupra naturii rocilor din subsol și asupra adîncimilor la care se găsesc acestea, în cîteva puncte măcar, obținute din diverse lucrări de prospecțiune geologică sau explorare ca foraje, puturi, galerii, șanțuri etc., precum și asupra caracteristicilor structurale ale acestor roci, asupra prezenței unor anumite tipuri de zăcăminte ascunse din subsol etc., atunci interpretarea geologică a rezultatelor geofizice va fi mult ușurată. În cazul general și în deosebi în lucrările de prospecțiune geofizică astfel de date lipsesc însă, așa încît acestea trebuie suplinite prin cunoștințe geologice generale. Cunoașterea sau, dacă nu, stabilirea contrastelor de pro-

prietăți fizice cele mai probabile între obiectele geologice din subsol și masa rocilor care le înconjură este de asemenea o condiție fundamentală a ducerii la bun sfârșit a procesului de interpretare geologică.

La toate acestea trebuie adăugate solide cunoștințe în ceea ce privește fundamentarea fizico-matematică și geologică a metodei sau metodelor geofizice, ale căror rezultate sînt interpretate geologic, tipologia morfologică a formelor de reflectare produse de diferite tipuri de cauze geologice, o imagine cît mai precisă asupra capacității de reflectare în anomalii sau elemente structurale deduse indirect a diferitelor tipuri de cauze geologice, a naturii problemelor geologice rezolvabile prin metoda geofizică respectivă etc.

Procesul interpretării geologice, ca orice proces al cunoașterii, are un caracter legic și trebuie condus ca atare. Stabilirea adevărului — în cazul acesta obiectul geologic care s-a reflectat în rezultatele geofizice obținute — nu poate fi asigurată fără respectarea riguroasă a legilor logicii dialectice. Plecînd de la materialul factual existent (formele de reflectare în diferite mărimi fizice), persoana care face interpretarea se ridică prin analiză și comparația acestuia, punerea în evidență a contradicțiilor și rezolvarea lor, la sinteză, la formularea ipotezelor, la formularea concluziilor de interpretare geologică și, în sfîrșit, la stabilirea unor corelații sau chiar criterii de interpretare geologică. Acestea reprezintă o primă fază în cunoașterea adevărului. Prin verificarea ipotezelor de interpretare geologică cu ajutorul lucrărilor de explorare se atinge a doua fază, criteriul adevărului fiind numai practica. Cu această ocazie se obțin însă date noi, pe baza cărora procesul de interpretare geologică poate fi reluat în condiții îmbunătățite, asigurîndu-se concluzii geologice mai juste. Lucrări de explorare ulterioare vor crea condiții și mai bune de îmbunătățire a interpretării geologice etc. Apare clar deci că procesul de interpretare geologică a rezultatelor lucrărilor geofizice este un proces cu caracter de aproximații succesive, care conduce la concluzii geologice din ce în ce mai apropiate de adevărata structură geologică a subsolului și care nu poate fi limitat la un număr oarecare de cicluri de aproximare, astfel încît el de fapt nu se termină niciodată. În toate fazele și ciclurile, esențială însă este conducerea justă a acestui proces, respectarea cu strictețe a legilor logicii dialectice. În caz contrar, se ajunge la concluzii eronate, la reprezentări și soluții fanteziste a structurii ascunse a subsolului, rupte de realitate și care nu asigură rezolvarea problemelor geologice structurale sau economico-miniere ce reprezintă scopul și justificarea oricărei lucrări geofizice.

Este esențial ca cele de mai sus, cu caracterul lor de generalitate, să fie aplicate creator de la caz la caz. Așa cum s-a precizat mai înainte, natura nu reproduce aceeași structură geologică a subsolului în mai multe regiuni, în totalitatea amănuntelor ei; din cauza aceasta, nici formele de reflectare în diferitele mărimi fizice folosite în lucrările geofizice de prospecțiune și carotaj pentru aceste structuri nu se aseamănă pînă la identitate de la o regiune la alta.

Pentru aceasta nu se pot da „rețete“ în ceea ce privește desfășurarea procesului de interpretare geologică. Iată de ce succesul interpretării geologice a rezultatelor lucrărilor geofizice este condiționat în mare măsură de capacitatea și experiența celui care face interpretarea, fără însă a avea prin aceasta un caracter pur subiectiv.

2. PROBLEMA AMBIGUITĂȚII FUNDAMENTALE A METODELOR GEOFIZICE ȘI POSIBILITĂȚILE DE RESTRÎNGERE SAU RIDICARE TOTALĂ A EI

În cele de mai sus a fost amintită problema ambiguității fundamentale a metodelor geofizice. Fiind o problemă de importanță capitală în procesul de interpretare geologică, ne vom opri mai mult asupra ei.

S-a arătat deja că pentru fiecare metodă de prospecțiune geofizică sau carotaj există un număr mai mare sau mai mic de parametri de tipul contrastului de proprietăți fizice, volumului, adâncimii, forme, izolării, înclinării, grosimii, porozității etc., prin intermediul cărora structura geologică a subsolului se reflectă în mărimile fizice înregistrate la suprafață cu aceste metode.

Problema interpretării geologice a rezultatelor lucrărilor geofizice este determinarea, avînd la bază numai forma de reflectare în diferite mărimi fizice, a structurii geologice ascunse, respectiv a numărului de parametri ai obiectelor geologice care se combină în realizarea structurii geologice, număr definit pentru fiecare mărime fizică utilizată. Este evident că, așa cum se prezintă problema la prima vedere, ea este echivalentă unei ecuații cu mai multe necunoscute, admițînd deci soluții cu mai multe grade de libertate. Aceasta reprezintă ceea ce poartă numele de *ambiguitate fundamentală* a metodelor geofizice și în același timp și a interpretării geologice a rezultatelor obținute prin aceste metode.

În fapt, situația nu este chiar așa de gravă după cum apare la prima vedere, deoarece există posibilități de restrîngere a ambiguității fundamentale în interpretarea geologică și în cazuri particulare chiar de ridicare totală a ei prin aproximarea sau cunoașterea acestor parametri. Datele de acest fel sînt obținute în general prin:

- combinarea rezultatelor obținute prin mai multe tipuri de metode geofizice, în baza unor studii geofizice complexe;
- folosirea de date de informație *extrageofizică*, obținute din lucrări geologice de cartare, explorare sau exploatare.

De asemenea, în cazurile în care structura geologică este parțial deschisă, astfel încît obiectele geologice care se reflectă în mărimile fizice aflăsează la suprafață, nedeterminarea este ridicată automat cu cîteva grade.

În cele ce urmează vom trece în revistă căile care ne stau la dispoziție pentru a stabili sau aproxima în bune condiții, în procesul interpretării geologice, valoarea diferiților parametri ai obiectelor geologice.

a. Contrastul de proprietăți fizice. Contrastul de proprietăți fizice este specific metodelor de: prospecțiune gravimetrică (contrastul de densitate); prospecțiune magnetometrică (contrastul de intensitate de magnetizare); prospecțiune seismometrică (contrastul de viteză de propagare a undelor elastice); prospecțiune electrometrică și carotaj electric (contrastul de conductibilitate electrică); prospecțiune radiometrică și carotaj radioactiv (contrastul de conținut în elemente radioactive); carotaj termic (contrastul de conductibilitate termică).

Stabilirea valorii contrastului de proprietăți fizice între obiectul geologic din subsol și masa rocilor care îl înconjură, pentru o satisfăcătoare interpretare geologică, este posibilă în general în majoritatea cazurilor. Este cazul de specificat că în procesul de interpretare geologică contrastul de proprietăți fizice are în multe cazuri, îndeosebi în legătură cu rezultatele lucrărilor de prospecțiune geofizică, semnificația de *contrast mediu de proprietăți fizice* pe baza ipotezei că atât obiectul geologic cât și masa rocilor înconjurătoare acestuia au variații mici de proprietăți fizice în interiorul lor și că saltul brusc de la valoarea de interior la cea de exterior are loc la periferia obiectului geologic, astfel încât efectul contrastelor locale reale este echivalent pentru forma de reflectare în mărimi fizice cu efectul contrastului mediu. Această ipoteză care ușurează mult conducerea procesului de interpretare geologică nu trebuie însă nicidecum generalizată, deoarece pe această cale se poate ajunge la greșeli grave de interpretare geologică. În natură apar adesea anomalii ale mărimilor fizice, a căror cauză este chiar variația compoziției litologice sau petrografice a rocilor și o dată cu ea a proprietăților fizice a acestora, fără a avea ca echivalent o formă structurală: în astfel de cazuri folosirea acestei ipoteze este cu totul de nedorit.

Cîteva exemple în acest sens vor lămurii mai bine această problemă. În terenuri sedimentare, existența unei variații laterale de facies litologic și o dată cu ea a densității în ipoteza unui contrast mediu de densitate, va fi eronat interpretată în termeni structurali de forma unei structuri monoclinale de adîncime, a unui contact de front tectonic sau a unei îmbinări de faciesuri. Variația laterală a intensității de magnetizare, în general datorită de asemenea variațiilor de facies litologic, în ipoteza unui contrast mediu, va fi eronat interpretată prin existența unor forme structurale sau prezența unor mase eruptive de adîncime; variațiile locale ale vitezei de propagare a undelor elastice, în ipoteza unui contrast mediu, vor fi eronat interpretate în elemente structurale cu adîncimi și înclinări deformate față de cele reale etc. Situația de mai sus se complică și mai mult în terenurile cristaline sau eruptive, la care variațiile de proprietăți fizice sînt mult mai frecvente și mai mari totodată decît la rocile sedimentare.

Dacă există însă suficiente argumente pentru a fundamenta interpretarea geologică pe ipoteza unui contrast mediu de proprietăți fizice între obiectul geologic și mediul înconjurător al acestuia, atunci avem la dispoziție mai multe căi pentru stabilirea lui, și anume:

- prin determinări directe ale proprietăților fizice efectuate pe probe de roci colectate de la suprafață sau din sonde, galerii etc., dacă în zona în care s-au obținut datele geofizice există lucrări de explorare sau exploatare;

- pe bază de tabele cu valorile proprietăților fizice a rocilor prezente în subsolul regiunii, în alte zone decît acelea pentru care am obținut rezultatele geofizice;

- pe bază de tabele cu date generale asupra proprietăților fizice ale rocilor.

Desigur că prima cale este cea mai bună, însă existența unor lucrări de explorare sau exploatare chiar în zona în care s-a efectuat lucrarea geofizică ale cărei rezultate trebuie interpretate este în general rară. În cazul general,

trebuie apelat la a doua sau a treia cale, obținându-se concluzii geologice satisfăcătoare.

Dacă nu există suficiente argumente pentru a fundamenta interpretarea geologică pe ipoteza unui contrast mediu de proprietăți fizice, atunci problema se complică în acest caz, fiind important de stabilit tocmai variațiile de proprietăți fizice. Se va urmări să se realizeze aceasta prin stabilirea celorlalți parametri ai structurii geologice.

Se constată deci că, pe o cale sau pe alta, problema contrastului de proprietăți fizice în procesul de interpretare geologică a rezultatelor lucrărilor geofizice este rezolvabilă pentru a asigura concluzii geologice satisfăcătoare.

b. *Volumul obiectelor geologice.* Acesta este unul din parametrii structurii geologice care, în general, este foarte greu de stabilit și în fapt el nu interesează atât prin el însuși, cât în legătură cu contrastul de masă pe care îl realizează obiectul geologic în subsol (contrastul de masă materială în cazul prospecțiunii gravimetrice, contrastul de masă magnetică în cazul prospecțiunii magnetice etc.), contrastul de masă fiind definit ca produsul dintre contrastul de proprietăți fizice și volumul obiectului geologic.

Cunoștințe geologice aprofundate permit totuși să se aproximeze, în condiții satisfăcătoare pentru interpretarea geologică, domeniul de valori în care se situează acest parametru, mai ales pentru obiecte geologice tipice care în natură se înscriu în anumite domenii de mărime.

Pentru unele metode de prospecțiune geofizică, cum este cea gravimetrică de exemplu, există și posibilitatea de a stabili pe baza intensității și morfologiei anomaliilor gravimetrice mărimea contrastului de masă, astfel încât acceptând o valoare pentru contrastul de densitate să se calculeze valoarea volumului.

Trebuie precizat, de asemenea, că în cazul obiectelor geologice cu o extindere mare pe verticală în raport cu secțiunea transversală și care au înclinări mari, cum sînt, de exemplu, masivele columnare de sare, pilonii și neck-urile eruptive, filoanele, zăcămintele metalifere stratiforme etc., contribuția părților inferioare a acestora în anumite mărimi fizice este din ce în ce mai mică pe măsură ce adîncimea lor crește, așa încît pentru astfel de cazuri se pune numai problema *volumului activ* în reflectarea obiectului geologic.

Volumul este parametrul specific metodelor de prospecțiune gravimetrică, magnetometrică, radiometrică și, în parte, electrometrică.

c. *Adîncimea obiectelor geologice.* În absența unor date de explorare sau exploatare care să furnizeze valori precise de adîncime în unul sau mai multe puncte, adîncimea obiectului geologic trebuie estimată numai pe baza cunoștințelor generate asupra structurii regiunii prospectate. În astfel de cazuri este mai corect de estimat limitele, inferioară și superioară, ale domeniului de adîncimi în care este probabil să se situeze obiectul geologic în subsol.

Adîncimea este un parametru specific metodelor de prospecțiune gravimetrică, magnetometrică, electrometrică și radiometrică pentru obiectele geologice luate în totalitatea lor și metodelor seismometrică și parțial electrometrică pentru limite de separație a proprietăților fizice în cadrul unor structuri geologice, îndeosebi sedimentare.

În cazul particular al prospecțiunilor gravimetrice și magnetometrice există posibilități de determinare prin calcul a domeniului de adîncimi în

care se situează centrul de greutate al obiectului geologic, folosind metodele de interpretare în termeni fizici pe baza problemei directe sau inverse a potențialului. În cazul particular al prospecțiunilor seismometrice și electrometrice, metode care au *controlul adâncimii*, adâncimea limitelor de separație a vitezelor de propagare a undelor elastice, respectiv a conductibilităților electrice, apare direct încă în cadrul procesului de prelucrare a datelor, cu o precizie destul de mare; și aici însă precizia lor este funcție de precizia celorlalți parametri specifici acestor metode de prospecțiune geofizică.

În cazul în care cunoaștem din datele de explorare sau exploatare unul sau chiar mai multe puncte de adâncime ale obiectului geologic, ambiguitatea fundamentală se restrânge cu un grad, asigurând obținerea unor soluții structurale mai mult decât satisfăcătoare în procesul de interpretare geologică.

d. *Forma obiectelor geologice.* Forma obiectelor geologice este un parametru specific metodelor de prospecțiune gravimetrică, magnetometrică și electrometrică. În cazul acestor metode de prospecțiune geofizică, forma obiectului geologic care se reflectă în anomalii este în general sugerată de morfologia anomaliilor. În legătură cu aceasta este de precizat că între tipologia formelor obiectelor geologice și tipologia anomaliilor mărimilor fizice respective, corelația este cu atât mai strânsă, cu cât obiectele geologice sînt mai apropiate de suprafață, respectiv mai puțin adînci.

Dat fiind că în majoritatea cazurilor obiectele geologice nu satisfac, în linii mari măcar, o formă geometrică regulată, acest parametru poate reprezenta o sursă serioasă de erori în interpretarea geologică a rezultatelor acestor prospecțiuni geofizice. Aceasta provine din faptul că tipologia anomaliilor, îndeosebi în condițiile în care sînt produse de obiectele geologice din natură care au o formă oarecare, este greu de stabilit și din cauza aceasta nu poate constitui un criteriu absolut în stabilirea formei acestora. În multe cazuri însă, îndeosebi pentru obiecte geologice situate la adîncimi mici, forma obiectelor geologice a putut fi corect stabilită, bineînțeles numai în elementele ei esențiale, după caracteristicile morfologiei anomaliilor.

Trebuie accentuat asupra faptului că, în general, stabilirea formei obiectelor geologice producătoare de anomalii este mai sigură în cazul accidentelor rupturale și mai puțin sigură în cazul unor deformări tectonice și mai ales al zăcămintelor de substanțe minerale utile. În orice caz, studiul morfologiei anomaliilor trebuie completat cu stabilirea posibilităților de existență a unor anumite tipuri de obiecte geologice în subsolul regiunii prospectate; numai în modul acesta se poate ajunge la stabilirea formei celei mai probabile a obiectului geologic care a produs anomalia ce urmează să fie interpretată geologic.

e. *Izolarea obiectelor geologice.* Izolarea obiectelor geologice este un parametru specific metodelor de prospecțiune gravimetrică, magnetometrică și în parte electrometrică, precum și metodelor de carotaj geofizic, îndeosebi electric. Acest parametru acționează în sensul că dacă obiectele geologice se găsesc situate în subsol la o adîncime mai mare însă la o distanță relativ mică între ele, reflectarea lor are loc în anomalii unice ale mărimilor fizice înregistrate la suprafața pămîntului. Din cauza aceasta, anomaliile singulare produse de fiecare obiect geologic, obținute prin prospecțiuni geofizice, nu sînt perceptibile și, ca urmare a acestui fapt, în procesul de interpretare

geologică se va putea considera în mod eronat că anomalia de interpretat are drept cauză un singur obiect geologic, cînd în realitate ea are două sau chiar mai multe. În metodele de carotaj geofizic, problema izolării se pune în legătură cu stratele subțiri, care, situate la distanțe mici pe verticală între ele, se pot reflecta în anomalii unice.

În cazul anomaliilor mărimilor fizice obținute prin prospecțiuni, de un ajutor prețios pentru separarea anomaliilor individualizate, legate de fiecare obiect geologic, sînt metodele de separare a cîmpurilor pe baza eliminării anomaliilor regionale și separării anomaliilor locale, gradientilor verticali de ordin superior, continuării analitice a cîmpurilor în semispațiul inferior etc.

În cazul anomaliilor mărimilor fizice obținute prin metode de carotaj geofizic, completarea acestora cu măsurători de gradient a rezistivității aparente sau de radioactivitate va realiza o mai bună separare a stratelor de grosime mică.

Rezultă din cele de mai sus că există în general posibilități de rezolvare a cumulării anomaliilor mărimilor fizice și de separare a acestora în anomalii individualizate, legate de fiecare obiect geologic care le produce.

f. *Caracterul neted al limitelor de separație a vitezei de propagare a undelor elastice.* Acesta este un parametru specific metodei de prospecțiune seismometrică și acționează în sensul că dacă suprafața de separație prezintă asperități sau denivelări brusce de amplitudine relativ mică, mai ales în cazul în care se folosește în prospecțiune fenomenul de reflexie al undelor elastice, apar fenomene secundare de difracție a undelor în care se consumă energia acestora. Dacă denivelările sînt line și cu amplitudine mică, de numai cîțiva metri, fenomenul de reflexie al undelor elastice poate avea loc în suficient de bune condiții. Dacă apar însă fenomene de difracție, limitele de separație vor putea fi reconstituite numai incomplet, ele apărînd discontinuu pe secțiunile seismice.

Studii suplimentare în legătură cu caracteristicile dinamice ale impulsurilor înregistrate pe seismograme sînt în măsură, în majoritatea cazurilor, să stabilească dacă întreruperea orizontului de reflexie pe secțiunea seismică provine din cauza unor fenomene de difracție sau corespunde unei întreruperi reale a limitei de separație produsă, de exemplu, prin schimbarea faciesului sau subțierea unui strat, lentilizarea lui etc.

g. *Continuitatea sau conservarea laterală a stratelor.* Acest parametru este specific metodei de prospecțiune seismometrică și se referă la limitele de separație a vitezei de propagare a undelor elastice, precum și metodei electrometrice la care se referă la diversele strate ce conțin secțiunea geologică. Continuitatea trebuie privită din punctul de vedere al conservării valorii proprietăților fizice a stratificației pe o extindere laterală a acesteia cît mai mare.

Lipsa de continuitate va avea ca efect reflectarea discontinuă în datele seismometrice sau electrometrice, avînd ca urmare obținerea de secțiuni geofizice incomplete sau chiar false.

Stabilirea acestui parametru este foarte grea și nu se poate face decît pe bază de date geologice cît mai complete obținute din foraje efectuate chiar în regiunea în care s-a făcut prospecțiunea geofizică.

h. *Inclinarea*. Inclinarea stratificației este un parametru specific care privește metodele de prospecțiune seismometrică și electrometrică, precum și metodele de carotaj geofizic.

În prospecțiunea seismometrică, înclinările mari (peste 45°) sînt prohibitive pentru metodele obișnuite de reflexie și refracție, conducînd la secțiuni seismice cu elemente disparate, necorelabile structural, care pot deschide căi de mari erori în interpretarea geologică. În astfel de cazuri folosirea unor variante recente de prospecțiune seismometrică, de exemplu metoda seismosondajului spațial sau a recepției dirijate a undelor, pot furniza suficiente elemente nu numai pentru stabilirea acestui parametru, dar și pentru rezolvarea în bune condiții a problemei geologice.

Înclinările prea mici (sub $\pm 2^\circ$) ale structurii geologice se reflectă în datele seismometrice afectate de erori mari, astfel încît există posibilitatea chiar de inversare a structurilor cu înclinări mici în forma de reflectare a acestora pe secțiunile seismice. Problema aceasta este încă nerezolvată în metoda de prospecțiune seismometrică și singura cale de stabilire a acestui parametru rămîne numai o cunoaștere cît mai bună a caracteristicilor structurii geologice realizată pe baza lucrărilor de explorare prin foraje.

În prospecțiunea electrometrică, stratificațiile înclinate se reflectă în mod fals în secțiunile și hărțile structurale, deoarece construirea acestora se face pe baza formulelor și abacelor stabilite pentru cazul stratificației orizontale. La stabilirea acestui parametru, de un prețios ajutor sînt rezultatele prospecțiunii seismometrice și ale forajelor de explorare din regiunea respectivă.

În sfîrșit, inclinarea stratificației intervine și în cazul metodelor de carotaj geofizic, prin reflectarea alterată în diagramele de carotaj a limitelor stratificației. Pentru control și ridicarea determinării se folosește curba de gradient a rezistivității aparente în probe luate cu ciupitorul lateral, microcarotaj, laterolog, microlaterolog etc.

i. *Omogenitatea pachetului de roci care acoperă obiectul geologic*. Omogenitatea pachetului acoperitor de roci este un parametru specific îndeosebi metodelor de prospecțiune seismometrică și electrometrică, deși în subsidiar el intervine în toate metodele geofizice de prospecțiune.

În prospecțiunea seismometrică, neomogenitatea litologică și prin aceasta viteze diferite de propagare a undelor elastice, intervine din două puncte de vedere, și anume:

— prin prezența unor limite de separație secundare pot apărea fenomene secundare, cum este acela al reflexiilor multiple sau refracții, care, în ipoteza unui pachet acoperitor omogen, vor apărea pe secțiunile seismice ca elemente de reflexie situate la adîncimi eronate;

— prin considerarea unei viteze unice în pachetul acoperitor, care va altera poziția de adîncime a suprafețelor reflectatoare sau refractatoare principale, ce fac obiectul prospecțiunii.

Stabilirea acestui parametru (omogenitatea pachetului acoperitor de roci), se poate face în urma rezultatelor obținute prin foraje; în unele cazuri și rezultatele gravimetrice sau magnetometrice (îndeosebi dacă neomogenitățile au un caracter localizat și sînt mai importante ca volum), pot da indicații prețioase.

În prospecțiunea electrometrică situația este cam aceeași. Prezența neomogenităților va schimba caracterul distribuției regulate a curentului electric în acest pachet, care, fiind considerată corespunzătoare unui pachet omogen, se va reflecta în rezultatele electrometrice prin grosimi și adâncimi eronate ale stratelor principale diferențiate după conductibilitatea electrică.

Căile de stabilire a acestui parametru sînt aceleași ca și în cazul prospecțiunii seismometrice.

j. *Grosimea pachetelor de roci.* Acesta este un parametru specific în primul rînd metodelor geofizice de carotaj și în parte a unor metode de prospecțiune electrometrică.

Reflectarea diverselor pachete de roci în mărimile fizice folosite la metodele de carotaj geofizic are loc pentru stratele care depășesc o anumită grosime limită, a cărei valoare este caracteristică fiecărui tip de carotaj în parte. În caz contrar, cînd grosimea stratului este inferioară acestei limite, reflectarea este deformată sau chiar absentă, astfel încît interpretarea diagramei de carotaj nu mai asigură stabilirea cu precizie a existenței grosimii și adîncimii stratului respectiv. Situația nu este chiar așa de gravă cum apare la prima vedere, deoarece în general nivelurile subțiri cu substanțe minerale utile nu prezintă un interes economic deosebit. În caz contrar, stabilirea acestui parametru nu este posibilă decît prin carotajul mecanic în timpul forajului de explorare și luarea de probe cu ciupitorul lateral.

În prospectarea electrometrică, în general grosimea prea mică a pachetelor de roci nu asigură o distribuție satisfăcătoare a curentului electric prin ele, astfel încît elementele structurale obținute prin această metodă de prospecțiune pot fi eronate. Se întîmplă însă și cazuri în care strate subțiri, cu conductibilitate electrică mare (de exemplu un banc de nisip cu apă sărată), canalizează curentul electric prin ele, astfel încît acesta trece în prea mică măsură dedesubtul lor. În acest caz, elementele structurale deduse din prospecțiunea electrometrică, pentru adîncimi mai mari ca acelea ale stratului acvifer pot fi eronate; în schimb stratul acvifer va putea fi bine stabilit ca poziție în subsol, devenind el însuși un strat reper pentru stabilirea formei structurale.

Aceeași cale asigură stabilirea acestui parametru, adică forajele de explorare.

k. *Porozitatea.* Porozitatea este un parametru specific metodelor de carotaj geofizic și influențează reflectarea pachetelor de roci traversate de gaura de sondă în măsura în care aceasta permite modificarea valorilor proprietăților fizice ale rocilor prin invadarea noroiului de foraj în stratificație. Astfel stînd lucrurile, porozitatea reprezintă un parametru pentru metodele de carotaj geofizic numai în cazurile în care rocile nu conțin fluide în spațiul lacunar sau presiunea fluidelor din strate este mai mică decît presiunea coloanei de noroi la nivelul lor, deoarece numai în aceste cazuri are loc invadarea noroiului în strate și colmatarea acestora.

Stabilirea acestui parametru este posibilă în majoritatea cazurilor prin carotajul electric lateral (BKZ).

În cele de mai sus s-au trecut în revistă principalii parametri care stau la baza reflectării structurii geologice în diversele mărimi fizice folosite în metodele geofizice de prospecțiune și carolaj, precum și principalele căi care ne stau la dispoziție în momentul de față pentru stabilirea corectă sau măcar aproximarea în bune condiții a acestora. Apare deci clar că problema ambiguității interpretării rezultatelor lucrărilor geofizice devine în mare măsură rezolvabilă. Pe baza stabilirii sau aproximării acestor parametri se va obține în procesul interpretării geologice o imagine calitativă a structurii geologice ascunse a subsolului, valabilă într-un domeniu limitat de variație a parametrilor respectivi, cu totul satisfăcătoare pentru programarea unor lucrări geofizice viitoare sau chiar de explorare. Că lucrurile stau așa o confirmă valabilitatea soluțiilor structurale deduse din lucrările geofizice în foarte multe cazuri cunoscute atât la noi în țară cât și în străinătate.

3. PROBLEMA CRITERIILOR ȘI A CORELAȚIILOR DE INTERPRETARE GEOLOGICĂ

Un loc deosebit de important în procesul interpretării geologice a rezultatelor lucrărilor geofizice îl ocupă *criteriile de interpretare geologică*.

Criteriul de interpretare geologică reprezintă legătura directă și nemijlocită dintre forma de reflectare în mărimi fizice, pe de o parte, și semnificația ei geologică, pe de altă parte.

Stabilirea criteriilor de interpretare geologică se face numai după verificarea ipotezelor de interpretare geologică prin lucrări de explorare sau prin lucrări geologice de suprafață și în unele cazuri chiar prin amîndouă aceste feluri de lucrări, precum și pe baza unui concludent studiu asupra proprietăților fizice ale rocilor.

Criteriile de interpretare geologică pot avea o valabilitate mai mult sau mai puțin restrînsă, după obiectele geologice de care sînt legate și după frecvența cu care acestea apar în natură. În unele cazuri, puține de altfel la număr, criteriile de interpretare geologică pot avea o valabilitate cu totul generală.

Un astfel de criteriu de valabilitate generală, recunoscut și controlat în multe regiuni ale scoarței terestre, este următorul: „masele intrusive granitice care străpung roci magmatice bazice sau roci cristaline fără a le depăși suprafața se reflectă în anomalii gravimetrice de minim”. Dacă însă rocile granitice depășesc suprafața superioară a unor astfel de roci ieșind către suprafața pămîntului și străpungînd roci sedimentare mai puțin dense sau de densitate comparabilă cu ele, masele granitice se reflectă fie în anomalii gravimetrice de maxim, fie nu se reflectă de loc în anomalii gravimetrice, așa cum este cazul unor masive granitice din Dobrogea de nord¹.

¹ R. Botezatu, Tr. Băcioiu și J. Andrei, *Relațiile dintre anomalia gravității și structura geologică a Dobrogei de nord și a regiunilor limitrofe din Moldova de sud și Muntenia de est*, Probleme de geofizică, I, 1961.

De asemenea se mai pot cita astfel de criterii de valabilitate generală, cum ar fi, de exemplu, „zăcămintele de magnetit se reflectă în anomalii magnetice de maxim“, „stratele permeabile cu conținut de țiței se reflectă în anomalii de minim ale radiației γ secundare“ etc.

Activitatea multiplă și variația sub aspectul condițiilor geomorfologice și al problemelor geologice depuse pînă în prezent în țara noastră a permis cercetătorilor în domeniul geofizicii aplicate să formuleze în multe cazuri criterii de interpretare geologică, cu o valabilitate mai mult sau mai puțin restrînsă. Pentru exemplificare cităm cîteva din ele:

„În regiunea cutelor diapire mio-pliocene, cu sîmbure de sare, din subcarpații Munteniei, anticlinalele se reflectă în minime gravimetrice, iar sinclinalele în maxime gravimetrice¹“. Acest criteriu este valabil numai pentru zona sud-estică a acestei regiuni, în care sinclinalele au prezentat la suprafață, în axul lor, levantinul superior în faciesul pietrișurilor de Cîndești. Mai spre vest, în zona Tîrgoviște, datorită schimbării condițiilor geologice locale, prin dispariția faciesului pietrișurilor de Cîndești din Levantinul superior, pe de o parte, și prin caracterul mai puțin avansat al diapirismului sării în nucleele anticlinalelor, pe de altă parte, criteriul se schimbă, și anume „anticlinalele se reflectă în maxime gravimetrice, iar sinclinalele în minime gravimetrice“.

Un alt criteriu de interpretare geologică cu valabilitate regională este și acesta: „în Masivul Poiana Ruscă reflectarea șisturilor cloritoase are loc în anomalii magnetice de maxim²“. Pe baza acestui criteriu s-a constatat că se pot stabili formele structurale ale deformărilor tectonice, de tip anticlinal, pentru seriile cristaline în care sînt prezente șisturile cloritoase.

Exemple de astfel de criterii se pot da multe; au fost alese numai două, considerîndu-se că sînt suficiente pentru a da o idee generală asupra modului în care se exprimă legătura directă între forma de reflectare și semnificația ei geologică.

Criteriile de interpretare geologică pot fi stabilite numai în problemele geologice în care se dispune de suficiente date de explorare și în care procesul de interpretare geologică a rezultatelor lucrărilor geofizice este mai avansat, cuprinzînd mai multe cicluri de interpretare și reinterpretări ulterioare. Ele reprezintă un bun cîștigat și sînt de un ajutor prețios în interpretarea geologică a rezultatelor lucrărilor geofizice obținute pe structuri geologice în extinderea celor cunoscute sau în alte regiuni cu caracteristici geologice comparabile.

În regiunile cu probleme geologice noi și în care lucrările de cartare geologică mai trebuie completate, iar cele de explorare nu sînt încă suficient sau chiar de loc executate, în lipsa unor criterii de interpretare geologică pot fi stabilite *corelații de interpretare geologică*.

¹ I. Gavăț, *Sur les anomalies du gradient horizontal de „g“ aux confins des Subcarpates et de la Plaine Roumaine au point de vue de la prospection du pétrole*, Moniteur du pétrole roumain, 1938 (Extras Nr. 232).

² Tr. Cristescu, *Raport asupra măsurătorilor magnetice ΔZ efectuate în regiunea Vadul Dobrii, Hunedoara*, Arhiva Comitetului geologic, 1951.

Corelația de interpretare geologică reprezintă o legătură directă și justificată logic, pe baza unor date factice parțiale, între forma de reflectare, pe de o parte, și semnificația ei geologică, pe de altă parte.

Corelațiile de interpretare geologică se stabilesc îndeosebi pe baza proprietăților fizice ale rocilor colectate din zone vecine obiectelor geologice, care se reflectă în mărimile fizice înregistrate la suprafața pământului și pe baza cunoașterii în condiții suficient de bune a tipului de structură geologică din regiunea respectivă.

Iată de exemplu câteva corelații de interpretare geologică stabilite în regiunea eruptivului de la Baia Mare¹:

- minim gravimetric central cu aureolă de maxim (intensitate circa 1,5 mgal) și corespunde unui coș de andezit amfibolic alterat hidrotermal, în contrast cu curgere laterală nealterată, tip Dealul-Crucii, Valea-Roșie etc;

- minim gravimetric slab (intensitate circa 0,5 mgal) și corespunde la coș cu curgere laterală de andezit amfibolic, în contrast cu masa andezitică de la suprafață, tip nord Valea-Roșie, est Săsar etc;

- minim gravimetric puternic (intensitate circa 1,5—2,0 mgal) și corespunde la un coș de andezit amfibolic alterat și breccios și curgere laterală alterată, în contrast cu masa andezitică de la suprafață, tip Dealul Tidier, Valea Borcutului-Valea Roșie etc;

- maxim gravimetric puternic (intensitate circa 1,0—1,5 mgal) și corespunde unui coș de andezit bazaltoid în contrast cu masa andezitului amfibolic de la suprafață, tip Ilba, Săbișa etc.

În continuare vom da un exemplu de corelație complexă de interpretare geologică, stabilită în Depresiunea Bîrsei². „În Depresiunea Bîrsei, grabenele fundamentului cristalin se reflectă în anomalii de minim gravimetric și maxim magnetic, iar horsturile în anomalii de maxim gravimetric și minim magnetic“.

Din cele prezentate pînă acum reiese clar esența atît a criteriilor cît și a corelațiilor de interpretare geologică. Este mai presus de orice discuție avantajul pe care îl prezintă acestea în interpretarea geologică a rezultatelor lucrărilor geofizice, chiar în regiunile cu structură geologică cunoscută numai parțial, în care se întrevăd posibilități de extindere a valabilității lor; în problemele de extindere a unor structuri geologice cunoscute, pentru care au fost stabilite acestea, avantajul folosirii lor este și mai evident.

Mai trebuie precizat că atît criteriile cît și corelațiile de interpretare geologică reprezintă un fond național de valoare nu numai în interpretarea geologică a rezultatelor lucrărilor geofizice, dar și la cunoașterea generală a modului de reflectare în mărimi fizice a elementelor geologice care caracterizează structura geologică a țării noastre, la întocmirea lucrărilor

¹ O. Căruțașu și D. Popovici, *Raport asupra prospecțiunii gravimetrice și magnetimetrice din regiunea Baia Mare-Seini*, Arhiva Comitetului geologic, 1961.

² St. Airinei, *Imagini gravimetrice și geomagnetice din regiunea de curbă pentru Carpații Orientali și Țara Bîrsei*, Studii și cercetări de geologie, IV, 1, 1959.

interpretative de sinteză, la conturarea domeniului de aplicabilitate al metodelor geofizice de prospecțiune și carotaj în problemele geologice specifice din țara noastră, precum și la proiectarea acestor lucrări geofizice.

CAPITOLUL XXX

PREGĂTIREA MATERIALULUI GEOFIZIC PENTRU INTERPRETAREA GEOLOGICĂ

Prima etapă a procesului de interpretare geologică a rezultatelor lucrărilor de prospecțiune sau carotaj geofizic constă în pregătirea materialului informativ obținut din aceste lucrări. În principiu, materialul geofizic trebuie adus în forma cea mai corectă și cea mai sugestivă în același timp, pentru a pune în evidență cît mai bine toate caracteristicile formei de reflecție în mărimile fizice respective ale obiectelor geologice, astfel încît transpunerea lui în termeni geologici să poată fi făcută just și în cele mai bune condiții.

Deoarece rezultatele lucrărilor geofizice sînt diferite (anomalii sau elemente structurale deduse) și caracteristice fiecărei metode geofizice, se arată în cele ce urmează problema pregătirii materialului geofizic pentru interpretarea geologică diferențiat pe metode.

1. REZULTATELE PROSPECȚIUNII GRAVIMETRICE

Rezultatele prospecțiunii gravimetrice se concretizează în hărți de anomalii ale cîmpului gravitației, precum și ale gradientului orizontal al acestuia sau ale curburii diferențiale a suprafețelor echipotențiale; cum însă anomaliile gradientului orizontal se transformă prin integrare grafică în anomalii ale cîmpului gravitației, iar curbura diferențială se utilizează foarte rar în procesul de interpretare geologică, cele ce urmează se vor referi numai la hărțile de anomalie a cîmpului gravitației ca material informativ de bază obținut prin metoda gravimetrică.

În legătură cu acestea, un rol foarte important îl joacă scările la care se face construcția grafică a lor, pe de o parte, scara metrică de reprezentare în plan și, pe de altă parte, scara măririi fizice reprezentate.

Hărțile, profilurile, secțiunile gravimetrice etc. trebuie în general să fie echilibrate din punctul de vedere al celor două scări, astfel încît imaginea gravimetrică să nu fie deformată exagerat în raport cu nici una din acestea. Este de asemenea de dorit ca materialul gravimetric să fie prezentat și la o scară mai mare. Reducerea imaginii gravimetrice în suprafață este în avantajul

conducerii în bune condiții a procesului de interpretare geologică, deoarece ochiul surprinde simultan caracteristicile esențiale ale morfologiei anomaliilor gravimetrice, lucru ce nu se întâmplă în cazul unor hărți la scară mică.

În cazul general, scara metrică este impusă de caracterul prospecțiunii gravimetrice și de scara hărților topografice care stau la dispoziție. Scările de 1:10 000, 1:20 000 și 1:25 000 pentru prospecțiuni de detaliu și de 1:50 000, 1:100 000 și 1:200 000 pentru prospecțiuni regionale sînt cele mai obișnuite. Dacă suprafețele prospectate gravimetric sînt mari, este indicat ca la începerea procesului de interpretare geologică să se construiască hărți ajutătoare la scările 1:100 000, 1:200 000 sau 1:500 000, după caz, pentru reducerea imaginilor gravimetrice.

Echidistanța curbelor de egală valoare pe hărțile gravimetrice sau scara verticală a mărimii fizice la secțiuni și profiluri este în general impusă de eroarea de determinare a mărimii gravimetrice și de morfologia anomaliilor. Aceste două condiții (scara metrică și echidistanța curbelor sau scara verticală), trebuie armonios îmbinate pentru ca imaginea gravimetrică obținută să reflecte cît mai adecvat structura geologică.

Dacă morfologia anomaliilor gravimetrice cuprinde variații mult diferite în cuprinsul hărților (zone de valori cvasistaționare, zone de variații slabe și zone de variații rapide în suprafața a valorilor), este de dorit ca să se construiască hărți sau profiluri parțiale, ajutătoare, în care variațiile mici să fie accentuate prin schimbarea potrivită a scării mărimii fizice.

Imaginile reduse, imaginile obținute din cartare și detaliile de exagere a scării mărimii fizice pentru anomaliile de mică intensitate sînt cele trei tipuri de imagini gravimetrice strict necesare, pentru asigurarea conducerii în bune condiții a procesului de interpretare geologică. Desigur că este greu de dat rețete în acest sens. Principiul după care trebuie să se conducă cel care face această operație este de a obține imagini echilibrate din punctul de vedere al celor două scări.

a. *Hărțile anomaliei cîmpului gravitației.* Primul lucru care trebuie avut în vedere la aceste hărți este puterea lor de reflectare a structurii geologice ascunse și independența anomaliilor față de formele de relief.

În general, hărțile gravimetrice în reducerea Bouguer se construiesc cu o valoare unică a densității stratului intermediar. Dacă rocile de deasupra suprafeței de reducere sînt practic omogene din punctul de vedere al densității, lucru care se întâmplă frecvent în regiunile cu roci sedimentare, independența anomaliilor gravimetrice față de formele de relief este de obicei bine asigurată, dacă bineînțeles valoarea acestei densități introdusă în calcul este corectă.

Pentru prospecțiunile pe suprafețe mari, în zone de bazine sedimentare cu strate orizontale sau suborizontale, în care sînt de suspectat variații pe direcție a faciesului litologic al rocilor și o dată cu acestea a densității lor, în zone de structuri regionale monoclinale cu înclinări mici, în zone de depozite transgresive cu înclinări mici etc., adică, în general, în cazurile în care se poate admite pentru stratul intermediar o variație logică (de preferință liniară) se pot construi hărți în reducerea Bouguer cu densități diferite pentru stratul intermediar folosind zone de diferite densități, cu condiția ca saltul valorilor de densitate de la o zonă la alta să fie mic

(0,01—0,02 g/cm³); dacă variațiile de relief nu sînt mari, se obține în majoritatea cazurilor o corectă reflectare a structurii geologice ascunse a subsolului.

În regiunile cu roci cristaline sau eruptive de suprafață, ca și în cele cu roci sedimentare în care există contacte de front între formațiuni de vîrste diferite (și deci cu densități bine diferențiate ca valoare), lucrurile sînt mai complicate.

La astfel de structuri geologice de suprafață, contactele între diferitele tipuri de roci sînt verticale sau foarte înclinate. De aceea, în astfel de regiuni se pot construi hărți gravimetrice în reducerea Bouguer, cu zone de densități diferite pentru stratul intermediar circumscrise diferitelor tipuri de roci; salturile de valoare a densității de la o zonă la alta vor fi în acest caz mari. Este cu totul nepermisă în astfel de cazuri zonarea stratului intermediar cu variații progresive ale acestuia, prin treceri lente de valoare de la o zonă la alta.

În general este contraindicată construirea de hărți gravimetrice în reducerea Bouguer cu valori diferite a densității stratului intermediar în cazul prospecțiunilor gravimetrice care se întind pe suprafețe mari și cu roci foarte diferențiate. Experiența a arătat că astfel de hărți nu conservă o reflectare corectă a structurii geologice ascunse a subsolului și sînt o sursă de concluzii greșite în interpretarea geologică a anomaliilor gravimetrice.

Anomalia cîmpului gravității în reducerea Bouguer este și rămîne o mărime convențională și tot așa este și puterea ei de reflectare a structurii geologice a subsolului. Pe această linie considerăm că în regiuni cu structură geologică de suprafață, care este complicată și cu relief accidentat (mai ales cu relief geomorfologic), construirea de hărți gravimetrice în reducerea Bouguer, cu o valoare medie a densității stratului intermediar, este cu totul satisfăcătoare pentru o primă imagine informativă asupra morfologiei anomaliilor gravimetrice. În majoritatea cazurilor, pe această cale se obține o hartă cu anomalii gravimetrice nivelate cantitativ, fără însă ca acestea să se anuleze sau să se inverseze ca sens. Interpretarea geologică a fiecărei anomalii puse astfel în evidență trebuie făcută apoi pe baza unor hărți construite în mai multe ipoteze de variație a densității stratului intermediar, care vor fi cu atît mai corecte, cu cît se vor referi la suprafețe mai restrînse. În astfel de cazuri, cu cît ipotezele vor fi mai multe, cu atît va crește siguranța în existența anomaliei, dacă bineînțeles ea își conservă caracteristicile esențiale și deci și în realitatea obiectului geologic în care aceasta va fi transpusă. Calea aceasta este fără discuție mai lungă și mai laborioasă, ea însă exclude posibilitatea de a face erori grave în interpretarea geologică a anomaliilor gravimetrice.

Pentru hărțile anomaliei cîmpului gravității obținute prin integrarea grafică a gradientilor orizontali, problema densității stratului intermediar nu se pune; mai mult decît atît, relieful accidentat fiind prohibitiv pentru măsurarea gradientilor orizontali astfel de hărți gravimetrice se vor referi, în majoritatea cazurilor, la regiunile de cîmpie sau cu relief foarte slab. În aceste condiții reflectarea structurii geologice ascunse a subsolului este mai bine asigurată în acest tip de hărți gravimetrice.

b. *Profiluri de variație a anomaliei gravitației.* Aceste forme de reprezentare grafică au o mare putere de sugesție și este indicat să fie folosite în toate procesele de interpretare geologică a anomaliilor gravimetrice.

Profilurile trebuie construite întotdeauna astfel încât să traverseze zonele de apex ale anomaliilor gravimetrice și să aibă o direcție ortogonală la direcția curbilor de egală valoare. În cazul hărților gravimetrice de dimensiuni mai mari și cu o distribuție nepreferențială în orientarea anomaliilor, este de preferat ca în locul unor profiluri lineare lungi să se construiască profiluri frânte, astfel încât segmentele acestora să fie permanent ortogonale la direcțiile curbilor de egală valoare. Numai în modul acesta caracteristicile morfologice ale anomaliilor gravimetrice sînt cel mai bine puse în valoare.

Nu este permis să se construiască profiluri de variație a anomaliei gravitației pe direcții oarecare decît în cazurile în care sînt impuse de comparația directă cu date geologice de adîncime, cum ar fi, de exemplu, obligația de a trece prin anumite foraje sau pe direcția unor secțiuni interpretative geologice deja existente. Și în astfel de cazuri, la acestea trebuie adăugate profiluri construite corect, așa cum s-a arătat mai sus.

c. *Profiluri de variație a gradientului orizontal.* Amplasarea corectă a axelor anomaliilor gravimetrice de maxim sau minim și mai ales a axelor de inflexiune a variațiilor rapide ale anomaliei gravitației, corespunzătoare poziției accidentelor rupturale din subsol, separarea mai multor accidente rupturale a căror efect se cumulează în anomalia gravitației etc., nu se poate face în cele mai bune condiții direct pe hărțile anomaliei cîmpului gravitației. De aici apare necesitatea determinării variațiilor gradientului orizontal al gravitației pe direcția profilului. Și acesta este unul din motivele pentru care profilurile de variație a anomaliei gravitației trebuie construite după direcția corectă, ortogonală la curbele de egală valoare, pentru că aceasta este de fapt direcția gradientilor orizontali.

Profilurile de variație a gradientului orizontal pot fi cele măsurate direct, dacă corespund ca direcție cu profilurile de variație a anomaliei gravitației; în caz contrar sau în cazul în care prospecțiunea gravimetrică s-a bazat pe măsurători de cîmp a gravitației, determinarea profilurilor de variație a gradientului orizontal se face prin derivare grafico-analitică a profilurilor de variație a anomaliei gravitației. În acest scop, profilurile anomaliei gravitației trebuie reconstruite la scări potrivite, care să permită determinarea diferențelor de gravitate și a distanțelor, astfel încît să fie asigurată gradientilor orizontali determinanți o precizie de circa ± 2 E. Practica a arătat că pentru obiecte geologice situate sub adîncimea de 200 m, determinarea gradientilor orizontali din variația anomaliei gravitației prin derivare directă este cu totul satisfăcătoare pentru amplasarea axelor anomaliilor gravimetrice.

d. *Hărțile altor mărimi gravimetrice.* Pentru studiul complet al morfologiei anomaliilor gravimetrice, ca și pentru separarea anomaliilor cumulate în anomalia gravitației determinată la suprafața pămîntului, se folosesc după caz și alte mărimi gravimetrice. Care anume dintre ele sînt recomandabile pentru fiecare caz în parte, aceasta este o chestiune care ține de experiența celui care face interpretarea.

În cele ce urmează sînt trecute în revistă cele mai importante, precum și natura informațiilor suplimentare pe care acestea le pot aduce:

— *Anomaliile mediate ale cîmpului gravității*. Teoria arată și experiența confirmă, de altfel, că prin medierea anomaliilor gravității se pot separa anomaliile gravimetrice cu grade diferite de regionalitate, legate de obiecte geologice cu dimensiuni și adîncimi diferite în subsol.

În general se folosește separarea pe această cale în *anomalia regională* și *anomalii locale*. Dacă structura geologică este mai complicată, conținînd mai mult de două surse de anomalii principale, se pot folosi mai multe medieri succesive cu parametri de calcul diferiți, obținîndu-se rezultate concludente, ca în cazul separării anomaliilor gravimetrice din regiunea Șoimari-Calvini ¹.

— *Componenta orizontală a cîmpului gravității*. Avantajul folosirii acestei mărimi gravimetrice este că separă destul de bine anomaliile locale și dă indicații mult mai precise decît anomalia Bouguer asupra poziției obiectelor geologice apropiate ca formă de corpurile cu simetrie verticală, așa cum s-a arătat în cazul anomaliilor gravimetrice de la Slătioarele ².

— *Gradientii verticali de ordin superior ai cîmpului gravității*. Gradientii verticali de ordinul I, II și IV ai cîmpului gravității sînt foarte sensibili la adîncimea obiectelor geologice din subsol, care reprezintă sursele de anomalii gravimetrice, efectuînd prin aceasta o bună separare a lor.

În mod obișnuit se folosește mai mult gradientul vertical de ordinul II al gravității, care prezintă avantajul unui calcul mai simplu și are mare eficacitate în reflectarea obiectelor geologice locale. În unele cazuri este indicată folosirea combinată a celor trei gradienti verticali, ca o sursă de informare asupra condițiilor geologice specifice de la niveluri diferite în subsol, așa cum a reieșit în cazul anomaliilor gravimetrice de la Slătioarele ³.

— *Cîmpul gravității continuat analitic în semispațiul inferior*. Această mărime gravimetrică nu este indicat de folosit decît în regiunile cu roci sedimentare, în care obiectele geologice producătoare de anomalii gravimetrice sînt relativ adînci (peste 500 m adîncime) și sînt acoperite de o acoperitură de roci practic omogenă din punctul de vedere al densității. Aplicată în aceste condiții compatibile cu condițiile de eficacitate a ei, această mărime fizică este utilă pentru precizarea detaliilor de formă a obiectelor geologice ascunse în parte și a adîncimii lor.

e. *Profilurile de variație ale altor mărimi gravimetrice*. Se construiesc în același mod și pe aceleași direcții ca și profilurile de variație a anomaliilor gravității.

În cazul în care în hărțile altor mărimi gravimetrice apar anomalii ale acestora, care nu au un corespondent evident în harta anomaliilor gravității, se vor construi profiluri suplimentare, cu respectarea bineînțelese a ortogonalității direcției lor față de direcția curbelor de egală valoare.

f. *Secțiunile de variație ale cîmpului gravității continuat analitic în semispațiul inferior*. Pe direcția profilurilor de variație a anomaliilor gravității și mai ales pe direcția profilurilor impuse de foraje sau de secțiuni geologice

¹ D. Milcoveanu și R. Botezatu, *Interpretarea prospecțiunilor gravimetrice în regiunea Șoimari-Calvini*, Raport, Arhiva Comitetului geologic, 1947.

² R. Botezatu, *Studiul anomaliilor gravimetrice de la Slătioarele, Regiunea Pitești* (manuscris).

³ *Idem*

ipotețice, este util să se construiască secțiuni de variație a câmpului gravitației pe baza valorilor acestuia continuate analitic în semispațiul inferior. Astfel de secțiuni dau o imagine calitativă asupra distribuției de masă din interiorul secțiunii geologice și prin aceasta asupra poziției și extinderii laterale a obiectelor geologice.

g. *Materializarea elementelor caracteristice ale morfologiei anomaliilor gravimetrice.* Punerea în valoare a imaginilor gravimetrice de mai sus, în scopul efectuării interpretării geologice, are loc în mai bune condiții dacă elementele caracteristice, esențiale, ale morfologiei anomaliilor diverselor mărimi gravimetrice sînt materializate. În mod obișnuit se folosesc următoarele forme de materializare ale acestora pe hărțile gravimetrice:

— *Marcarea anomaliilor de maxim și minim.* În cazul în care anomaliile au un caracter izometric și apar izolate în hărți, se marchează prin semnul (+) anomaliile de maxim și prin semnul (—) anomaliile de minim. Marcarea este indicat să se facă colorat, cu o culoare vie și suficient de gros trasată, pentru ca semnele respective să iasă ușor în evidență.

— *Trasarea axelor anomaliilor de maxim și minim.* Dacă anomaliile gravimetrice au forme alungite sau dacă prezintă o tendință evidentă de ordonare pe anumite direcții preferențiale, atunci este indicat să se traseze axe de maxim și minim. La trasarea acestor axe se va avea în vedere ca ele să reprezinte riguros axele de simetrie gravimetrică, folosind valorile determinate în stații și forma curbilor; în afara anomaliilor închise, la trasarea acestor axe vor fi folosite inflexiunile sau înghenuncherile curbilor care reflectă tendința de maxim sau minim respectivă. Acolo unde apar îndoile în ceea ce privește trasarea, profilurile de variație a gradientului orizontal vor fi de un prețios ajutor.

Marcarea axelor se face în același mod ca și aceea a anomaliilor.

— *Marcarea axelor de inflexiune a variațiilor rapide ale mărimilor gravimetrice.* Aceste axe se trasează în cazul anomaliilor gravitației prin zonele de îndesire maximă a curbilor de egală valoare. Pentru harta gravimetrică Bouguer, în majoritatea cazurilor trasarea lor exactă nu se poate face decît pe baza profilurilor de variație a gradientului orizontal al gravitației, care marchează printr-un maxim poziția exactă a axei de inflexiune; se pot folosi în acest scop și gradientii verticali de ordin superior ai gravitației, în care caz poziția axelor de inflexiune corespunde axelor de anulare a valorilor acestor mărimi.

Trasarea acestor axe se face prin linii întrerupte, cu indicarea sensului de creștere al câmpului gravitației prin săgeți perpendiculare și într-o culoare vie, diferită de a celor precedente.

— *Raionarea zonelor cu caracteristici diferite ale morfologiei anomaliilor gravimetrice.* În cazul în care hărțile diferitelor mărimi gravimetrice prezintă în general variații slabe de intensitate a acestora, însă cuprind zone cu caracteristici diferite ale morfologiei anomaliilor (zone cvasistaționare, zone cu anomalii locale frecvente și de intensitate mică, zone cu variații slabe dar regulate, zone cu variații intense etc.) fără însă ca între acestea să apară variații intense de valori, acestea se separă între ele prin linii convenționale. Aceste linii de separație a zonelor de regim gravimetric diferit se trasează de obicei întrerupt și subțire, de asemenea într-o culoare vie.

h. *Grafice de sinteză a elementelor caracteristice ale morfologiei anomaliilor gravimetrice.* Îndeosebi atunci cînd în pregătirea materialului gravimetric

pentru interpretarea geologică sînt folosite mai multe mărimi gravimetrice din cele indicate mai sus, este util ca elementele caracteristice ale morfologiei acestor anomalii, materializate pe hărțile respective, să fie sintetizate într-un plan de situație. Trasarea lor pe un plan unic se va face în culori și semne diferite, după o legendă stabilită de la caz la caz, pe o bază topografică cît mai completă. În modul acesta se vor putea stabili mai ușor atît concordanțele cît și legitatea reflectării diferite a obiectelor geologice în anomaliile diverselor mărimi gravimetrice; totodată este asigurată și localizarea lor cît mai exactă în raport cu reperele bazei topografice.

Întreaga etapă de pregătire a materialului gravimetric pentru interpretarea geologică a lui constă de fapt în studierea sub cît mai multe aspecte a modului de reflectare al obiectelor geologice ascunse — anomalia gravității și a celorlalte mărimi stabilite pe baza ei. Deși derivate de una și aceeași mărime fizică (anomalia cîmpului gravității), datorită caracterului cumulativ al acesteia, mărimile gravimetrice astfel determinate reflectă alte laturi ale obiectelor geologice ascunse, astfel încît folosirea lor este pe deplin justificată.

Prezentate într-o formă sugestivă, echilibrate din punctul de vedere al scărilor și construite la aceeași scară metrică, astfel încît să poată fi suprapuse dacă este nevoie, toate aceste reprezentări grafice și cartografice constituie un fond informativ valoros, pe baza căruia se poate merge mai departe în procesul de interpretare geologică a rezultatelor prospecțiunii gravimetrice.

2. REZULTATELE PROSPECȚIUNII MAGNETOMETRICE

Rezultatele prospecțiunii magnetometrice se concretizează în hărți ale anomaliilor componentelor verticală și orizontală a cîmpului geomagnetic.

Cîmpul geomagnetic fiind un cîmp potențial, ca și cel al gravității, paralelismul formelor de reflectare în anomalii a celor două cîmpuri merge, în unele cazuri, pînă la identitate. Din acest motiv, pregătirea materialului magnetometric pentru interpretarea geologică urmează o cale comparabilă cu a celui gravimetric, așa cum s-a precizat mai înainte.

Există totuși în prelucrarea și pregătirea rezultatelor prospecțiunii magnetometrice unele forme specifice acestei metode. Acestea sînt:

a. *Hărțile altor mărimi magnetice.* Pe lîngă mărimile precizate pentru studiul morfologiei anomaliilor gravimetrice, care se utilizează și în cazul anomaliilor magnetice, se mai folosesc:

— *cîmpul magnetic continuat analitic în semispațiul superior*, pentru compararea anomaliilor cartate la sol și transpuse la niveluri superioare, cu anomaliile aeromagnetice măsurate la aceste niveluri;

— *anomalia totală a cîmpului geomagnetic*, calculată pe baza componentelor verticală și orizontală (măsurată sau dedusă indirect din cea verticală) sau măsurată aeromagnetic și al cărei avantaj în procesul de interpretare este că, fiind proporțională cu potențialul magnetic creat de obiectul geologic, asigură o mai bună localizare a așezării obiectului geologic în subsol.

b. *Materializarea elementelor caracteristice ale morfologiei anomaliilor magnetice.* Pentru anomaliile magnetice regionale, această operație se execută

în același mod ca și pentru anomaliile gravimetrice. Pentru anomaliile magnetice de detaliu, în terenuri cristaline sau eruptive cu roci ferifere, datorită faptului că anomaliile ocupă suprafețe foarte mici și au intensități foarte mari (de mai multe mii de gamma), căile de materializare a caracteristicilor morfologice ale lor indicate pentru anomaliile gravimetrice sau magnetice regionale nu mai sînt corespunzătoare. Din această cauză se folosește în mod curent colorarea acestor hărți magnetice în două culori (roșu pentru zonele de valori pozitive și albastru pentru cele de valori negative) sau hașurarea lor în nuanțe degradate, care sugerează totodată și intensitatea anomaliilor.

În rest, tot ce s-a precizat pentru rezultatele prospecțiuni gravimetrice rămîne integral valabil și pentru rezultatele prospecțiunii magnetometrice.

3. REZULTATELE PROSPECȚIUNII RADIOMETRICE

Rezultatele prospecțiunii radiometrice se concretizează în anomalii radiometrice. O caracteristică a acestor anomalii ca forme de reflectare a conținutului în elemente radioactive a rocilor din subsol este că ele au caracter numai de maxim. Inexistența unor anomalii de minim radiometric, pe de o parte, care să se diferențieze față de cele de maxim, precum și inexistența în momentul de față a folosirii unor alte mărimi printr-o eventuală prelucrare analitică a celor măsurate, pe de altă parte, face ca pregătirea rezultatelor radiometrice pentru interpretarea geologică să fie foarte simplă.

Singurul material radiometric pentru interpretarea geologică sînt hărțile radiometrice obținute prin cartare, la care, după caz, se pot adăuga profiluri de variație a intensității radiațiilor construite pe direcții transversale la anomalii. Precauțiile cu privire la scările de construire a hărților și profilurile radiometrice, precum și la direcția profilurilor radiometrice sînt aceleași, ca și în cazul materialului gravimetric.

4. REZULTATELE PROSPECȚIUNII SEISMOMETRICE

Rezultatele prospecțiunii seismometrice se concretizează în general în secțiuni seismice și hărți structurale cu izobate.

Și la aceste rezultate, un rol foarte important îl reprezintă scările construcțiilor grafice; în legătură cu aceasta, observațiile făcute pentru materialul gravimetric sînt valabile și pentru materialul seismometric.

Principalele forme de reprezentare grafică a rezultatelor prospecțiunii seismometrice, precum și modul de pregătire a lor pentru interpretarea geologică va fi expus în cele ce urmează:

a. *Secțiunile seismice de reflexie.* Pentru prospecțiunile seismometrice care se bazează pe reflexia undelor elastice, secțiunea seismică reprezintă documentul de bază, care dă o imagine asupra caracteristicilor structurii geologice ascunse în planul vertical al profilului seismic. Secțiunile seismice se construiesc de obicei atunci cînd se aplică procedeul corelației continue a undelor reflectate; eventual se pot construi și pe baza rezultatelor seismoson-

dajelor centrale și chiar a seismosondajelor spațiale, atunci cînd acestea sînt situate pe profiluri rectilinii.

Este de precizat aici că imaginea caracteristicilor structurii geologice ascunse va fi cu atît mai fidel redată în aceste secțiuni seismice, cu cît direcția profilurilor va fi mai corect aleasă în faza de măsurători de teren (transversală sau longitudinală față de axa structurii); în cazul în care direcția profilurilor pe axa structurii va fi oblică, înclinările structurale vor fi alterate în valoare, și din această cauză interpretarea geologică a secțiunii seismice va fi afectată de erori.

De o deosebită importanță în construirea secțiunilor seismice este și valoarea vitezei de propagare a undelor elastice folosită în calcule; o valoare diferită de cea reală a acestei mărimi va avea ca urmare alterarea adîncimii elementelor de reflexie corespunzătoare limitelor de separație, fapt care de asemenea deschide o cale de erori în interpretarea geologică a acestora.

Secțiunile seismice de reflexie reprezintă un document grafic foarte important pentru interpretarea geologică, deoarece ele conțin date asupra structurii geologice pe o grosime mare a pachetelor de roci, reflectînd structura geologică în toată complexitatea ei. De aceea, de modul cum este construită depinde puterea ei de sugestie cu privire la construcția geologică a subsolului.

b. *Hărțile structurale de reflexie.* Pe baza rețelelor de profiluri de corelație continuă, sprijinite unele pe altele, se pot construi hărți structurale cu izobate pentru elementele principale de reflexie care apar în secțiunile seismice de reflexie.

De o deosebită importanță, la construirea acestor hărți este realizarea unor închideri bune pe fiecare poligon închis constituit din segmente de profiluri. O închidere bună va arăta că operațiunea de corelare a undelor reflectate s-a realizat în bune condiții de la un panou la altul de-a lungul profilurilor. Închideri bune nu sînt realizabile decît în cazul cînd structura geologică nu este afectată de accidente disjuncte, rupturale, și orizonturile seismice au continuitate în secțiuni; în cazul în care acestea sînt întrerupte datorită faliilor și se regăsesc la niveluri diferite, construirea de hărți structurale este mult îngreuiată, și în unele cazuri nici nu este indicată, deoarece astfel de hărți pot constitui o sursă de erori în interpretarea geologică. În cazul în care însă construirea lor se poate face în bune condițiuni, hărțile structurale sînt de un prețios ajutor în interpretarea geologică, deoarece ele dau o imagine mai completă și în suprafață asupra caracteristicilor structurii geologice.

La construirea hărților structurale se folosesc adesea pe lîngă profilurile de corelație și semisondaje centrale, plasate în zonele dintre profiluri, pentru a îmbunătăți calitatea acestor hărți.

c. *Secțiunile de timp în reflexie.* În lucrările seismice care se bazează pe reflexia undelor elastice, atunci cînd există îndoieli asupra constanței vitezei de propagare a undelor elastice în dezvoltarea pe verticală și orizontală a diferitelor pachete de roci care intră în constituția secțiunii geologice, se obișnuiește prezentarea rezultatelor obținute de-a lungul profilurilor de corelație continuă sub forma de secțiuni de timp. Acestea, construite pe baza timpilor de reflexie corespunzătoare reflexiei normale la strat din punctele de explozie și conținînd înfășurătoarele arcelor de cerc corespunzătoare punc-

telor de explozie (avînd ca rază valoarea timpului respectiv, figurată grafic la o scară potrivită) constituie imagini calitative ale construcției geologice, care sînt cu atît mai apropiate de realitate, cu cît legile de variație a vitezelor de propagare a undelor elastice sînt mai puțin complicate.

În general, secțiunile de timp pun în evidență caracteristicile esențiale ale structurii geologice ascunse.

d. *Hărțile de izocrone de reflexie.* Pe baza secțiunilor de timp se construiesc hărți de izocrone, care reprezintă echivalentul hărților structurale construite pe baza secțiunilor seismice.

Avantajul lor este că redau mai complet și în suprafață caracteristicile structurii geologice ascunse; au însă, ca și secțiunile de timp, numai un caracter calitativ.

e. *Hărțile de vectori.* Aceste hărți sintetizează rezultatele seismosondajelor centrale sau spațiale, redînd înclinarea și adîncimea diferitelor suprafețe de reflexie din subsol în anumite puncte din cadrul regiunii prospectate seismometric.

Astfel de hărți dau o imagine mai puțin completă asupra caracteristicilor structurii geologice însă satisfăcătoare, mai ales dacă ținem cont de faptul că seismosondajele sînt folosite în cazurile în care procedeul corelației continue nu funcționează cu succes din cauza inexistenței unor limite de separație, care să realizeze suprafețe de reflexie continue, sau a unor înclinări foarte mari a acestora.

f. *Seismocarotaje.* Efectuarea seismocarotajelor în găurile de sondă, dacă există foraje în cuprinsul regiunii prospectate seismometric, dă variația vitezei de propagare a undelor elastice pe direcția verticală la pachetele de roci care constituie secțiunea geologică. Cunoașterea acestei variații este deosebit de importantă nu numai pentru calculul elementelor structurale ale limitelor de separație care stau la baza construirii secțiunilor seismice, dar și în desfășurarea mai departe a procesului interpretării geologice, deoarece permite judecarea imaginii seismometrice a structurii geologice prin prisma legității variației unuia din parametrii cei mai importanți ai prospecțiunii seismometrice, și anume acela care influențează cel mai mult rezultatele cantitative cu privire la înclinarea și adîncimea limitelor de separație.

g. *Hărțile cu variația laterală a vitezei de propagare a undelor elastice.* Astfel de hărți se construiesc pe baza valorilor vitezei de propagare a undelor elastice determinate indirect din hodografii de reflexie și eventual din seismocarotaje, dacă pot fi efectuate în regiunea respectivă. Importanța lor în procesul de interpretare geologică este foarte mare, deoarece ele arată influența factorilor litologici care caracterizează pachetele de roci din subsol. Pe de o parte, variațiile litologice sînt importante prin ele înșile din punct de vedere geologic și acestea reprezintă o cale de cunoaștere a lor; pe de altă parte, dacă nu sînt luate în considerație, aceste variații de viteză vor altera valorile de adîncime și de înclinare a limitelor de separație calculată în ipoteza unei viteze de propagare constante lateral.

h. *Hărțile cu variația grosimii zonei de viteze mici.* Aceste hărți se construiesc pe baza rezultatelor obținute din profiluri scurte de refracție sau din microseismocarotaje. Ele au importanță în egală măsură, atît pentru aplicarea corecțiilor la timpii de reflexie, pentru calculul cît mai corect al elementelor

structurale a limitelor de separație, cât și pentru cunoașterea construcției părții superficiale a secțiunii geologice.

i. *Secțiunile seismice de refracție.* În prospecțiunile seismometrice care se bazează pe refracția undelor elastice, secțiunile seismice de refracție sînt acelea care dau caracteristicile structurii fundamentului pe direcția profilurilor.

Aceleași observații pot fi făcute ca și în cazul secțiunilor seismice de reflexie.

j. *Hărțile structurale ale reliefului fundamentului.* Dacă în prospecțiunea seismometrică se folosește procedeul corelației continue a undelor refractate (KMPV) și se execută în rețea de profiluri, se pot construi hărți structurale ale reliefului fundamentului. Cu ajutorul lor se obțin informații asupra formei și dezvoltării în suprafață a acestuia, informațiile obținute fiind de o deosebită importanță în desfășurarea procesului de interpretare.

La construirea acestor hărți trebuie luate aceleași precauții ca și în cazul hărților structurale de reflexie.

k. *Secțiunile de timp în refracție.* Se construiesc în același mod și în același scop, ca și în cazul cînd se folosește reflexia undelor elastice, cu specificarea că aici se folosește timpul primelor sosiri. Este de precizat că utilitatea lor în interpretarea geologică nu este totuși prea largă în momentul de față.

l. *Hărțile de izocrone de refracție.* Acestea reprezintă echivalentul hărților structurale ale reliefului fundamentului, independente de viteza de propagare a undelor elastice în cuvertura de roci care acoperă fundamentul și se construiesc pe baza secțiunilor de timp în refracție. Au același caracter convențional ca și acțiunile de timp în reflexie sau refracție ori hărțile de izocrone în reflexie, însă asigură punerea în evidență a caracteristicilor esențiale ale reliefului fundamentului.

m. *Hărțile cu raionarea zonelor de viteză diferită la suprafața fundamentului.* Pe baza valorilor vitezei de limită determinată la procesul de corelație continuă a undelor refractate se construiesc hărți cu zone de valori constante ale acestei viteze. Importanța unor astfel de hărți este deosebit de mare, deoarece ele dau informații foarte prețioase cu privire la diferențierea tipurilor de roci care intră în construcția fundamentului.

n. *Materializarea elementelor structurale caracteristice.* Ca și în cazul rezultatelor geofizice obținute prin alte metode, punerea în valoare a elementelor structurale, în scopul interpretării geologice a rezultatelor seismometrice, are loc în mai bune condiții, dacă elementele esențiale, caracteristice sînt materializate într-o formă oarecare. În mod obișnuit se practică următoarele forme de materializare:

— *Trasarea orizonturilor seismice de referință (OSR) pe secțiunile seismice.* Orizonturile seismice care apar continue din construcția grafică a secțiunilor seismice și care corespund unor orizonturi fizice (limite de separație), ce funcționează bine ca suprafețe de reflexie sau refracție a undelor elastice, sînt cele care sugerează cel mai bine caracteristicile structurii geologice și de aceea este bine ca ele să fie scoase în evidență prin trasarea lor cu o linie mai groasă, eventual colorată, deoarece ele vor servi la construirea hărților structurale.

— *Trasarea orizonturilor seismice convenționale (OSC) pe secțiunile seismice.* În absența unor orizonturi fizice continue în subsol, pe secțiunile seismice de reflexie apar numai elemente de reflexie dispartate (discontinue); același

lucru este și în cazul secțiunilor seismice de reflexie construite pe baza seismosondajelor centrale sau spațiale.

În astfel de cazuri, materializarea elementelor structurale caracteristice se face prin trasarea de orizonturi seismice convenționale, respectiv de linii continue îngroșate sau colorate printre elementele de reflexie, avînd grija ca ele să fie permanent paralele cu elementele de reflexie printre care trec. Orizonturile seismice convenționale se trasează pentru fiecare pachet (culoar) de reflexii în interiorul cărora elementele de reflexie pe verticală sînt aproximativ paralele, astfel încît să sugereze formele structurale diferențiate la diferite niveluri în subsol.

Pe baza orizonturilor seismice convenționale se pot construi schițe structurale (hărți structurale convenționale), prin balansarea orizonturilor convenționale din secțiuni, astfel încît să se obțină închideri satisfăcătoare pe poligoane închise. Astfel de schițe structurale au însă numai un caracter calitativ.

— *Marcarea faliilor.* Porțiunile din secțiunile de reflexie în care sînt absente reflexiile (zone mute) și mai ales acelea din secțiunile de reflexie sau refracție, în care orizonturile seismice de referință se întrerup pentru a reapărea la un nivel diferit, reprezintă manifestarea unor accidente rupturale din subsol, care complică propagarea undelor elastice. În astfel de porțiuni ale secțiunilor seismice se trasează, vertical sau înclinat, după caz, linii întrerupte colorate, care marchează prezența unor falii probabile în secțiunea geologică.

— *Marcarea discordanțelor unghiulare.* În secțiunile seismice de reflexie, acolo unde apar îndeosebi cute anticlinale sau monocline a formațiunilor, se întîmplă adesea ca la flancurile acestora să apară elemente de reflexie în contrast unghiular. Acestea reprezintă efectul efilărilor de strate cu discordanță unghiulară și sînt foarte importante în legătură îndeosebi cu acumulările posibile de hidrocarburi. De aceea trebuie puse neapărat în evidență. Marcarea lor se face prin niște triunghiuri mici, cu laturile paralele la cele două înclinări diferite a elementelor de reflexie și trasate ca linii tremurate (cu aspect de sinusoidală).

— *Marcarea axelor structurale.* Axele cutelor anticlinale și sinclinale pe secțiunile seismice, hărți și schițe structurale, secțiuni de timp, hărți de izocrone și hărți de vectori trebuie de asemenea marcate. Marcarea lor pe hărți se face prin linii continue subțiri, cu semnul de anticlinal sau sinclinal plasat din loc în loc pe ele, iar pe secțiuni numai cu semnul respectiv.

În cazul hărților structurale construite pentru un anumit orizont seismic este bine să se traseze nu numai axele structurale ale acestui orizont, ci în culori diferite și a celorlalte orizonturi principale dacă sînt mai multe; în modul acesta vor fi puse în evidență eventualele discordanțe structurale ale pachetelor de roci din subsol.

Executarea tuturor operațiilor de mai sus va aduce întreg materialul seismometric obținut din lucrările de prospecțiune într-o formă proprie și sugestivă în același timp, pentru desfășurarea în cît mai bune condiții a procesului de interpretare geologică.

5. REZULTATELE PROSPECȚIUNII ELECTROMETRICE

Rezultatele prospecțiunii electrometrice se concretizează în mai multe tipuri de reprezentări grafice a mărimilor fizice (măsurate sau deduse indirect din măsurători), decât oricare din celelalte metode de prospecțiune geofizică, deoarece și formele prospecțiunii electrometrice sînt foarte diferite. Ca în oricare altă metodă de prospecțiune geofizică și în cazul rezultatelor prospecțiunii electrometrice, un rol deosebit de important îl joacă scările construcțiilor grafice. Principalele forme de reprezentări grafice a rezultatelor prospecțiunii electrometrice, precum și modul de pregătire al lor pentru interpretarea geologică va fi expus mai departe.

a. *Hărțile cu curbe de egală valoare.* Astfel de hărți pot cuprinde izoliniile potențialului natural (obținute prin metoda cu același nume); ale teluroparametrului sau ale raportului dintre aria elipsei și aria cercului (obținute prin metoda curenților telurici); ale conductanței longitudinale unitare (obținute prin profilare magneto-telurică); ale potențialului (obținute prin metoda liniilor echipotențiale în curent continuu; ale rezistivității aparente — izohme — (obținute prin profilare electrică sau sondaj electric vertical); ale diferenței de fază (obținute prin metoda Turam) etc.

Aceste hărți se construiesc în general direct, pe baza mărimilor măsurate în teren, fără aplicarea unor reduceri geofizice ca în cazul altor metode, astfel încît precauțiile care trebuie luate sînt numai de ordin instrumental și metodic.

Avantajul unor astfel de hărți este că dau o imagine în suprafață a obiectului geologic ascuns, care a provocat anomalia în mărimea fizică respectivă, dînd indicații asupra prezenței obiectului, forme și dimensiunilor lui, eventual a adîncimii etc.

b. *Profilurile de variație ale diferitelor mărimi electrometrice.* Profilurile de variație a diferitelor mărimi electrometrice se pot construi fie pe baza hărților cu izolinii, respectînd direcția ortogonală la axa anomaliilor, fie pe baza mărimii măsurate direct. Mărimile electrometrice folosite la construirea profilurilor pot fi cele de mai sus (folosite la construcția hărților cu izolini), la care trebuie adăugate: *raportul căderilor de potențial* în curent continuu și alternativ (obținut prin metoda cu același nume), *parametrul de potențial provocat* (obținut prin metoda potențialului provocat) *diferența de fază* și *raportul amplitudinilor* (obținute prin metoda Turam) etc.

Avantajul folosirii profilurilor de variație a diferitelor mărimi electrometrice în procesul interpretării geologice este același ca și la alte metode geofizice, adică putere mare de sugerare a detaliilor de formă a obiectelor geologice.

c. *Diagramele de sondaj electric.* Astfel de diagrame reprezintă variația unor mărimi fizice pe o direcție verticală la pachetul de roci care constituie secțiunea geologică și pot fi de *sondaj magneto-teluric*, de *sondaj electric-vertical* sau de *sondaj electromagnetic*.

Avantajul folosirii lor este foarte mare, deoarece ele dau indicații prețioase asupra variației conductibilității electrice în subsol, deci asupra obiectelor geologice ascunse și asupra adîncimii acestora.

d. *Hărțile structurale.* Pe baza diagramelor de sondaje electrice de diferite tipuri, așa cum au fost specificate mai sus, se pot construi hărți structurale, folosind abace cu curbe teoretice calculate pentru stratificații orizontale cu 2,3 sau chiar 4 strate diferențiate după grosime și valoarea conductibilității electrice. Astfel de hărți vor reflecta cu atât mai fidel structura geologică a subsolului, cu cât înclinările acesteia vor fi mai mici (deci cu cât ne vom îndepărta mai puțin de ipoteza stratificației orizontale) și cu cât coincidența curbelor măsurate va fi mai bună față de aceea a curbelor teoretice, pe baza cărora se face interpretarea cantitativă.

Hărți structurale se mai pot construi și pe baza metodei profilării magnetotelurice prin metoda curenților telurici și prin metoda intensităților.

Valoarea hărților structurale de acest tip în interpretarea geologică este aproape egală cu a hărților structurale obținute prin seismometrie, deoarece dau o imagine a structurii geologice în complexitatea ei și, în unele cazuri, chiar o bună localizare a acesteia în adâncime.

e. *Secțiunile de rezistivitate aparentă.* În cazul particular al folosirii metodei sondajului electric vertical, pe baza profilurilor liniare de astfel de sondaje și a diagramelor obținute la ele, se pot construi secțiuni verticale pe direcția profilurilor, cu variația rezistivității aparente. Aceste secțiuni dau cu suficientă precizie poziția obiectelor geologice din subsol, care sînt în contrast de conductibilitate electrică față de masa rocilor din jur.

f. *Hărțile de vectori.* Astfel de hărți conțin distribuția în plan a unor mărimi convenționale, reprezentate vectorial, și se folosesc pentru a reprezenta rezultatele prospecțiunilor electrometrice prin metoda inducției sau prin metoda spirei. Prin distribuția convergentă sau divergentă a vectorilor, aceste hărți indică prezența în subsol a unor obiecte geologice; nu dau însă suficiente indicații asupra mărimii și adâncimii acestor obiecte.

g. *Materializarea elementelor caracteristice ale anomaliilor electrometrice sau ale imaginilor structurale.* Și în cazul rezultatelor prospecțiunii electrometrice, materializarea elementelor caracteristice în reprezentările grafice ale acestora are ca scop punerea lor în valoare, pentru ca procesul de interpretare geologică să se desfășoare în cât mai bune condiții și să conducă la concluzii cât mai juste. În mod curent se folosesc următoarele forme de materializare:

— *Trasarea axelor anomaliilor de maxim și minim pe hărțile cu curbe de egală valoare.* În cazul acestor hărți se trasează axele de simetrie ale anomaliilor, marcîndu-se cu (+) cele de maxim și cu (—) cele de minim. Trasarea se face de obicei colorat, într-o nuanță vie.

— *Marcarea axelor structurale.* Axele cutelor anticlinale pe hărțile structurale și eventual cele de convergență sau divergență a vectorilor pe hărțile cu vectori se trasează prin linii subțiri, continue și colorate, cu semnul de anticlinal, respectiv sinclinal, plasat din loc în loc pe ele.

— *Colorarea hărților cu curbe de egală valoare sau a secțiunilor de rezistivitate aparentă.* Pentru a scoate în evidență mai bine morfologia anomaliilor diferitelor mărimi electrometrice în hărți sau secțiuni se obișnuiește uneori colorarea acestora în două culori (roșu pentru zonele de maxim și albastru pentru cele de minim).

În modul acesta, materialul informativ obținut prin prospecțiunile electrometrice este adus într-o formă cât mai potrivită, pentru a ușura și, în același timp, a asigura succesul desfășurării în bune condiții a procesului de interpretare geologică.

6. REZULTATELE METODELOR DE CAROTAJ GEOFIZIC

Rezultatele carotajelor geofizice se concretizează în *diagrame de carotaj*, care exprimă variația diferitelor mărimi fizice de-a lungul găurilor de sondă, diferențiate după metoda utilizată. Spre deosebire de marea majoritate a mărimilor fizice folosite în metodele de prospecțiune geofizică, care înainte de a fi supuse interpretării geologice necesită aplicarea unor corecții sau reduceri, precum și o serie de prelucrări matematice care conduc final la transformări cantitative ale datelor măsurate, mărimile fizice folosite în metodele de carotaj geofizic sînt interpretate geologic direct, în forma brută, așa cum au fost stabilite prin măsurători. De aici derivă faptul, foarte important de altfel, că pregătirea rezultatelor carotajelor geofizice în vederea desfășurării procesului de interpretare geologică este mult mai simplă decît aceea a rezultatelor prospecțiunilor geofizice.

Principalele forme de reprezentare grafică a rezultatelor carotajelor geofizice sînt următoarele:

a. *Diagramele (curbele) de carotaj*. Astfel de diagrame exprimă variația de-a lungul găurii de sondă a *potențialului natural* obținută prin carotaj electric, a *rezistivității aparente* obținută prin carotaj electric sau carotaj electric lateral (BKZ), a *gradientului rezistivității aparente* obținută prin carotaj electric, a *parametrului de potențial provocat* obținută prin carotaj electrolitic, a *intensității radiației γ* obținută prin carotajul radioactivității naturale, a *intensității radiației γ secundară* obținută prin carotajul neutronic și a *temperaturii* obținută prin carotajul termic.

b. *Graficele de paralelizare a diagramelor de carotaj*. Executarea operațiilor de carotaj prin mai multe metode geofizice la aceeași gaură de sondă dă posibilitatea de a se construi grafice, în care diferitele curbe de carotaj sînt figurate în paralel. Astfel de grafice sînt deosebit de utile în procesul de interpretare geologică, deoarece ele dau posibilitatea de a constata și a aprecia direct modul în care are loc reflectarea în diversele mărimi fizice utilizate a diferitelor strate, diferențiate litologic, străbătute de gaura de sondă.

c. *Armonicile de carotaj*. Pentru grupe de sonde situate de-a lungul unor profiluri liniare se construiesc grafice în care sînt figurate curbele de carotaj obținute prin aceeași metodă (de obicei prin carotaj electric sau radioactiv), în secțiunea verticală a profilului. Astfel de grafice poartă numele de *armonici de carotaj* și sînt foarte utile pentru realizarea corelațiilor structurale sau litologice, pe distanțe mici (la sonde învecinate din șantier) sau mai mari (între sonde de explorare sau chiar între șantiere).

d. *Hărțile structurale*. Pentru sondele grupate în suprafață se pot construi hărți structurale cu izobatele anumitor anomalii din curbele de carotaj care se conservă în toate diagramele. Aceste hărți au o mare valoare în interpreta-

rea geologică, îndeosebi în legătură cu amplasarea eventualelor falii și cu delimitarea zăcămintelor.

e. *Materializarea elementelor caracteristice ale anomaliilor din curbele de carotaj.* Este cunoscut faptul că diagramele de carotaj conțin una sau mai multe curbe de variație a parametrilor fizici, caracteristice metodei de carotaj geofizic utilizată. Astfel, diagramele de carotaj electric conțin trei curbe (potențial natural, rezistivitate aparentă și gradientul rezistivității aparente); cele de carotaj electric lateral conțin cinci curbe de rezistivitate aparentă, obținute cu cinci distanțe diferite între electrozii A și M ; cele de carotaj radioactiv conțin două curbe (γ și neutron — γ), iar cele de carotaj electrolitic și termic câte una.

Prima operație care se face la aceste diagrame este copierea lor de pe hîrtia fotografică pe care au fost înregistrate pe hîrtie de calc și notarea adîncimilor în dreptul reperelor înregistrate pe diagrama originală; acolo unde este cazul, o dată cu operația de copiere se face și aducerea la același nivel a curbelor (de exemplu, curbele de potențial natural și rezistivitate aparentă la carotajul electric sînt deplasate pe diagrama de înregistrare, deoarece prima este în raport cu electrodul M' și a doua în raport cu punctul O , care este centrul distanței dintre electrozii de măsură M și N ; de aceea, ele se deplasează relativ una față de cealaltă la copiere cu distanța OM').

După redesenare, pe diagrame se face separarea și marcarea complexelor și a stratelor, precum și notarea lor. Marcarea se face prin linii orizontale groase, la nivelurile la care apar și încetează anomaliile pozitive sau negative ale mărimii fizice și care se detașează net de restul curbei cu variații mici. Notarea anomaliilor se face prin indicativii geologici ai complexelor sau straterelor în regiunile în care se cunosc, sau convențional (prin litere sau cifre) acolo unde nu este posibilă de la început identificarea geologică a lor.

Prin separarea și notarea complexelor și a stratelor, operația de corelare a lor pe armonici sau în hărți structurale este ușurată și, prin aceasta, însuși procesul de interpretare geologică va fi posibil în condiții mai bune și mai sigure de succes în ceea ce privește justetea concluziilor.

CAPITOLUL XXXI

APRECIEREA CALITĂȚII REZULTATELOR LUCRĂRILOR GEOFIZICE

În capitolul precedent a fost arătat cum se face studiul caracteristicilor morfologiei anomaliilor sau elementelor structurale deduse indirect, care reprezintă rezultatele lucrărilor geofizice și căile cele mai indicate pentru ordonarea acestui material. Rezultatele lucrărilor geofizice sînt acum studiate

și a fost pus în evidență modul în care, în general, diversele laturi ale obiectelor geologice din subsol se reflectă în diferitele mărimi fizice folosite.

Rămîne acum o problemă care nu a fost încă lămurită, și anume: care din aceste anomalii sau elemente structurale deduse indirect au o semnificație geologică legată de problema geologică de rezolvat și care din ele sînt produse de alte cauze, pe care le considerăm neinteresante din acest punct de vedere?

Este de precizat că aici, termenul de „calitate” a rezultatelor lucrărilor geofizice este luat într-un sens mai larg; el nu se referă numai la precizia datelor de măsurare sau la precizia operațiilor de prelucrare, ci și la justetea metodicii și tehnicii folosite în executarea măsurărilor, justetea alegerii metodelor de prelucrare cele mai adecvate, alegerea judicioasă a parametrilor care eventual intervin în prelucrare, modul potrivit în care au fost eliminați factorii negeologici, care se reflectă în mărimile măsurate, influența factorilor geologici de importanță minoră sau care nu au legătură cu obiectivul lucrării etc. Din acest motiv, nu este cazul de definit calitatea rezultatelor geofizice prin eroarea finală a mărimilor fizice supuse interpretării geologice.

Aprecierea calității rezultatelor lucrărilor geofizice este o altă etapă a procesului de interpretare geologică a acestora. De modul cum este apreciată calitatea rezultatelor geofizice și de modul cum se face trierea materialului care se supune interpretării geologice depinde în mare măsură succesul acestei operații.

Aprecierea calității are trăsături specifice fiecărei metode geofizice în parte; de aceea, discuția în acest sens o vom face diferențiat pentru rezultatele fiecărei metode.

1. REZULTATELE PROSPECȚIUNII GRAVIMETRICE

În condițiile unor bune măsurători de teren și a construirii în bune condiții a hărților gravimetrice Bouguer (avînd toate reducerile aplicate corect astfel încît anomaliile să nu prezinte o corelație evidentă cu formele de relief), a alegerii judicioase și a aplicării corecte a metodelor de prelucrare pentru determinarea anomaliilor altor mărimi gravimetrice, anomaliile gravimetrice din astfel de hărți cumulează efectul următoarelor cauze:

- erorile fortuite de măsurare;
- erorile fortuite de prelucrare;
- variațiile de densitate, superficiale, legate de natura terenurilor de la suprafață;
- variațiile de densitate provenite din variații laterale de facies a rocilor de adîncime;
- obiectele geologice căutate;
- obiectele geologice cu un grad diferit de regionalitate față de cele căutate.

Dintre acestea, numai ultimele două, eventual trei, sînt legate de problema geologică de rezolvat, celelalte ne reprezentînd nici un interes geologic imediat.

Erorile de măsurare, ca și cele de prelucrare pentru determinarea altor mărimi gravimetrice, se reflectă în anomaliile gravimetrice de diferite tipuri prin alterarea intensității și modificarea formei acestora, producînd inflexiuni,

îngenuncheri, sinuozități etc. în traiectul curbelor de egală valoare, care în general deformează imaginea acestora.

Variațiile de densitate a terenurilor de la suprafață se pot reflecta în mod diferit, după natura acestor terenuri. Dacă au un caracter lenticular sau stratiform întrerupt (de exemplu: pietrișuri de terasă spălate pe văi), dacă reprezintă material de umplură adus din altă parte (aluvioni, conuri de dejecție, grohotișuri etc.), dacă reprezintă varietate de caracteristici petrografice (cum se întâmplă în zonele cu roci eruptive și cu grade diferite de alterare), dacă reprezintă zone puternic tectonizate la suprafață și cu circulație de ape de-a lungul lor, dacă reprezintă un relief de eroziune puternic și acoperit cu depozite subțiri (văi îngropate) etc., atunci toate acestea se vor reflecta în anomalii gravimetrice relativ intense însă de dimensiuni mici, circumscrise cauzelor superficiale care le produc. Dacă însă nu au un caracter pur local, ca cele de mai sus, ci reprezintă o variație direcțională a densității, atunci ele se vor manifesta și în anomalia gravimetrică, ca o variație în aceeași direcție.

Deci importanța care trebuie acordată microanomaliilor cu caracter parazită de tipul celor indicate mai sus, neinteresante pentru problema geologică de rezolvat, trebuie să fie destul de mare.

Dacă anomaliile produse de obiectele geologice din subsol sînt destul de intense, depășind cîteva miligali pe hărțile gravimetrice Bouguer, atunci microanomaliile nu vor fi în măsură să schimbe sensul acestora, însă le vor deforma dimensiunile și intensitatea, vor face din anomalii simetrice niște anomalii asimetrice etc. Toate acestea sînt bineînțeles în detrimentul conducerii, în bune condiții a procesului de interpretare geologică.

Dacă însă anomaliile produse de obiectele geologice din subsol sînt de intensitate mică, în jur de 1 mgal, așa cum se întâmplă îndeosebi în cazul prospectării gravimetrice a zăcămintelor metalifere, este foarte posibil ca microanomaliile parazitare să producă chiar inversarea sau anularea anomaliilor interesante și în orice caz vor da o notă haotică morfologiei anomaliilor gravimetrice.

Și într-un caz și în celălalt, anomaliile gravimetrice în reducerea Bouguer trebuie judicios apreciate, dacă au sau nu drept cauză obiecte geologice interesante. Mai gravă este reflectarea acestor cauze neinteresante pentru problema geologică de rezolvat în anomaliile celorlalte mărimi gravimetrice, la care, prin procesul de prelucrare, ele sînt mult amplificate în intensitate.

O metodă care dă bune rezultate în practică este aceea de *nivelare* a anomaliilor gravimetrice Bouguer. Această nivelare poate fi făcută fie prin nivelarea cu mîna liberă a curbelor de egală valoare, fie mai judicios prin medierea anomaliilor în reducerea Bouguer, folosind un parametru de calcul care depășește cu puțin dimensiunea acestor microanomalii. Aplicarea metodelor de prelucrare pentru calculul altor mărimi gravimetrice pe astfel de hărți Bouguer nivelate va face ca erorile de determinare a anomaliilor acestor mărimi să fie mult diminuate.

Tratată ca mai sus, problema este în parte rezolvată în bune condiții. Se ridică însă o altă problemă, și anume aceea că obiectele geologice din subsol, avînd o formă oarecare, în general cu variații interne de densitate, este legitim să ne așteptăm ca morfologia anomaliilor în care se reflectă să nu fie regulată, mai ales dacă adîncimea lor nu este prea mare și, în acest caz, ceea ce noi

apreciem ca microanomalii parazitare, să fie în realitate detalii de formă a reflectării acestora în anomalii gravimetrice.

S-ar părea că aici am ajuns la un punct mort. În realitate nu este chiar așa, deoarece există sau se pot crea posibilități de discriminare a acestor două tipuri de microanomalii. Studiul judicios al tuturor surselor de erori de măsurare pentru anomalii Bouguer și al erorilor de prelucrare în celelalte mărimi gravimetrice, pe de o parte, și cunoașterea într-un grad cât mai înalt a regiunii prospectate, pe de altă parte (cartare geologică; observații directe în timpul fazei de măsurători pe teren; măsurători experimentale pe cauze cunoscute de microanomalii parazitare în faza de măsurători pe teren etc.), sînt căi la îndemîna oricui de a rezolva în cea mai bună parte această problemă delicată.

Desigur că problema trebuie rezolvată de la caz la caz, soluția ei fiind greu de prins într-o formă generală și în nici un caz nu poate avea caracter de „rețetă”. Pentru regiunile cu terenuri sedimentare este recomandabil ca să nu fie interpretate geologic anomalii gravimetrice care nu depășesc de cîteva ori intensitatea și dimensiunile în plan a microanomaliilor. Pentru regiunile cu terenuri cristaline sau eruptive, situația este mai dificilă, deoarece obiectele geologice produc anomalii gravimetrice, care pot fi de intensitatea și dimensiunile microanomaliilor parazitare, astfel încît aprecierea lor rămîne la latitudinea absolută a celui care face interpretarea, bineînțeles o latitudine obiectivă, pe baza unei analize atente a situației geologice locale.

Este inutil de insistat asupra importanței și avantajelor pe care le are justa apreciere a calității anomaliilor gravimetrice, clasificarea și ordonarea acestora după criteriul calitativ, în sensul celor expuse mai sus, în procesul de interpretare geologică. Procedînd în modul acesta, cel ce face interpretarea geologică va avea un material gravimetric cîntărit cu grijă și ordonat în mod just, fiind scutit de riscul de a interpreta anomalii gravimetrice fără semnificație geologică și a ajunge la soluții interpretative greșite sau chiar imposibile.

2. REZULTATELE PROSPECȚIUNII MAGNETOMETRICE

Aprecierea calității anomaliilor magnetice se face, în general, după aceleași criterii ca și a celor gravimetrice.

Influența microanomaliilor magnetice trebuie considerată separat, după tipul de prospecțiune magnetometrică și obiectivul geologic urmărit.

În terenurile sedimentare și pentru caracterul regional al prospecțiunilor magnetometrice, influența microanomaliilor magnetice este de aceeași natură, ca și în cazul prospecțiunilor gravimetrice, și se elimină în același mod, adică prin *nivelarea* curbilor de egală valoare.

În terenurile cristaline și eruptive, cu conținuturi în magnetit de obicei mai mari decît cele sedimentare, microanomaliile magnetice sînt în general mult mai intense; deși intensitatea anomaliilor magnetice produse de zăcămintele de fier îndeosebi este foarte mare (de ordinul a cîteva mii de gamma), influența microanomaliilor rămîne totuși destul de puternică. La aceasta contribuie și caracterul de detaliu al prospecțiunilor în astfel de regiuni. Și

În acest caz, *nivelarea* curbilor de egală valoare rămâne cea mai bună soluție pentru degajarea anomaliilor magnetice produse de zăcăminte, de acest fond anomal cu cauză superficială și neinteresantă sub aspectul geologic.

Sînt însă cazuri în care microanomaliile magnetice devin interesante prin ele înșile și sînt folosite pentru determinarea unor caracteristici de structură și textură a rocilor (v. cap. 19 — Micromagnetismul). În astfel de cazuri, ele nu mai deranjează prospecțiunea magnetometrică ci, din contra, vin în sprijinul interpretării geologice a rezultatelor acestei prospecțiuni, aducînd în discuție elemente noi de informare asupra caracteristicilor structurii geologice a regiunii prospectate.

Pentru terenurile cristaline și eruptive, mai mult decît pentru cele sedimentare, o problemă deosebit de importantă și nerezolvată încă în metoda de prospecțiune magnetometrică este aceea a efectelor de relief. Formele de relief constituite din roci cu un conținut relativ mare în magnetit, fără însă a constitui zăcăminte, se vor reflecta ca anomalii magnetice în hărți. Astfel pe văi vor apărea minime magnetice, pe pante vor apărea anomalii magnetice dipolare etc. Interpretarea unor astfel de anomalii, pentru care încă nu există o metodă de corectare, ca fiind produse de obiecte geologice interesante din punctul de vedere economico-minier, este o greșeală gravă. Singura cale pentru a ne feri de astfel de greșeli este compararea hărților magnetice cu hărțile topografice și eliminarea, în procesul interpretării geologice, a anomaliilor care sînt suspectate a fi produse de formele de relief.

3. REZULTATELE PROSPECȚIUNII RADIOMETRICE

Aprecierea calității anomaliilor radiometrice se face pe baza aceluiași criterii, ca și a anomaliilor magnetice. Singurul amănunt de specificat în plus este faptul că reflectarea formelor de relief în anomaliile radiometrice este și mai puțin cunoscută în momentul de față, decît în ceea ce privește anomaliile magnetice.

4. REZULTATELE PROSPECȚIUNII SEISMOMETRICE

În condițiile executării în bune condițiuni a înregistrărilor de teren (împușcarea cu cantitatea optimă de dinamită, înregistrare cu amplificare, filtraj și mixaj adecvat etc.) și a aplicării unei metodici potrivite în vederea rezolvării problemei geologice, elementele structurale deduse indirect pe bază de date seismometrice vor depinde ca adîncime și înclinare de următorii factori:

- erorile fortuite de citire a timpilor pe seismograme;
- valorile vitezelor de propagare a undelor elastice introduse în calcul;
- calitatea corecțiilor de strat de alterație și de elevație folosite;
- existența unor refracții secundare a undelor elastice în pachetul de roci care acoperă limita de separație calculată;

- existența unor reflexii multiple a undelor elastice în pachetul de roci care acoperă limita de separație calculată;
- existența unor difracții a undelor elastice produse la suprafața limitei de separație calculată;
- curbura limitelor de separație, care face ca unda reflectată sau refractată de aceasta să nu fie în același plan cu unda incidentă;
- direcția profilului seismic față de linia de cea mai mare pantă a stratificației.

Aprecierea calității secțiunilor seismice, ca element primar de interpretare geologică, în aceste condiții este desigur dificilă.

Calea cea mai sigură în lucrările de seismică-reflexie este de a transforma în elemente de reflexie pe secțiunea seismică toate impulsurile care apar în mod clar pe seismogramă. În modul acesta se va putea face o triere a lor, eliminând în procesul interpretării geologice acele elemente de reflexie care nu se încadrează în tendința generală pe care o au acestea pe secțiunea seismică. Astfel vor putea fi eliminate elementele de reflexie stinghere, situate la adâncimi mari, și care apar pe seismogramă la un multiplu al timpului unui alt element de reflexie, ca fiind reflexii multiple; elementele de reflexie cu înclinări net diferite sau inverse față de a celor vecine, ca fiind refracții secundare etc. De asemenea, în privința zonelor mute, în care reflexiile sînt absente, se va proceda cu mult discernămint, pentru a vedea dacă este cazul de interpretat că se datoresc unor falii sau provin din cu totul alte cauze (curbură a limitei de separație, difracții, refracții secundare etc.); în acest sens, existența unor orizonturi seismice de reflexie corespunzătoare unor suprafețe fizice de reflexie vor fi de un mare ajutor la aprecierea calității secțiunilor seismice de reflexie.

Problema cea mai importantă la secțiunile seismice de refracție este determinarea corectă a faliilor, în cazul că acestea există în realitate. Dacă faliile au o amplitudine mai mare, atunci construirea hodografului undelor difractate și aspectul lui de hiperbolă în zona de întrerupere a undei refractate va fi un argument corect și hotărîtor pentru existența lor; dacă însă faliile au o amplitudine mică, astfel încît hodograful undelor difractate nu poate fi construit sau nu este concludent, nu se va putea ști dacă întreruperile orizontului seismic construit pe baza undei refractate sînt produse de existența unor falii sau de alte fenomene secundare care au perturbat propagarea undelor elastice. În astfel de cazuri, calitatea secțiunilor seismice de refracție va fi slabă și trebuie procedat cu rezerve în procesul de interpretare geologică a lor.

Reflectarea alterată a înclinărilor pe secțiunile seismice, datorită direcției incorecte a profilurilor față de structura geologică se rezolvă în hărțile structurale prin trasarea izobatelor în plan și mai ales prin completarea cu datele seismosondajelor centrale amplasate între profiluri.

Cît privește influența primilor trei factori asupra adâncimilor și înclinărilor calculate pentru suprafețele seismice, este indicat să se determine eroarea maximă totală în condițiile locale cu care acestea pot interveni, în funcție de erorile maxime posibile ale fiecărui factor. Valoarea erorii maxime totale va fi de un prețios ajutor în aprecierea existenței unor deformări tectonice sau forme de relief de eroziune a rocilor din subsol, mai ales în cazurile în care înclinările acestora sînt mici.

5. REZULTATELE PROSPECȚIUNII ELECTROMETRICE

Aprecierea calității rezultatelor prospecțiunii electrometrice trebuie privită diferențiat pe metodele, multe la număr, ale acestui gen de prospecțiune geofizică.

În general, presupunând că s-a ales metoda cea mai potrivită de prospecțiune a obiectului geologic căutat și că metodica și tehnica de lucru a fost aplicată în bune condiții, rezultatele prospecțiunii electrometrice vor reflecta în afară de obiectele geologice căutate și efectul următoarelor influențe:

- erorile fortuite de măsurare a mărimii electrometrice respective;
- erorile fortuite ale procedeeleor de calcul;
- factorii perturbatori de suprafață (îndeosebi umiditatea solului);
- erorile interpretării cantitative a diagramelor de sondaje electrice pentru construirea hărților structurale;
- prezența rocilor cu conductibilitate electrică foarte mică în secțiunea geologică, funcționând ca ecrane în propagarea curentului electric în subsol;
- prezența rocilor cu conductibilitate electrică foarte mare, situate îndeosebi către suprafață, care canalizează propagarea curentului electric;
- anizotropia proprietăților electrice a rocilor.

Contribuția erorilor fortuite de măsurare sau calcul poate fi evaluată ca eroare maximă posibilă și de asemenea apreciată influența probabilă a ei asupra anomaliilor electrometrice, supuse interpretării geologice, în ceea ce privește alterarea morfologiei și intensității lor; evident, nu vor fi interpretate geologic anomaliile care nu depășesc de câteva ori în intensitate valoarea acestor erori maxime.

La transformarea diagramelor de sondaje electrice de toate tipurile în elemente structurale, sursa principală de erori provine din ipoteza stratificației orizontale, în care sînt calculate abacele teoretice, și din alegerea curbei teoretice cu cea mai bună coincidență față de cea măsurată. În legătură cu aceasta, cel care face interpretarea geologică trebuie să analizeze cu multă atenție, dacă astfel de hărți structurale sînt justificate de caracteristicile structurii reale a subsolului și deci dacă pot fi interpretate geologic.

Influența factorilor perturbatori de suprafață poate fi și ea destul de mare, pentru aceasta este bine ca încă din faza de teren, anomaliile electrometrice obținute să fie controlate prin profiluri transversale, remăsurate în condiții optime de suprafață. În caz că nu s-a făcut acest lucru și există suspiciuni din acest punct de vedere în legătură cu unele anomalii, este mai indicat ca acestea să fie lăsate de o parte în procesul interpretării geologice.

Prezența unor niveluri de roci ecran în subsol va face ca datele electrometrice să nu reflecte decît obiectele geologice situate deasupra acestora, limitînd posibilitățile de investigație în adîncime a metodelor electrometrice. Același lucru se poate spune și despre prezența unor niveluri foarte bune conductoare, care vor canaliza preferențial propagarea curentului electric, creînd o distribuție a acestuia în subsol cu totul alta decît aceea regulată, care are loc în cazul unei cuverturi de roci omogene din punctul de vedere al proprietăților electrice — ipoteză în care în mod obișnuit se face interpretarea.

În sfârșit, anizotropia proprietăților electrice se manifestă puternic, mai ales în terenurile cu pachete de roci puternic dislocate, în care mărimile electrometrice măsurate devin dependente de poziția relativă a dispozitivelor de măsură față de structura geologică.

După cum se vede, sursele de influențe neinteresante din punctul de vedere al obiectivului economic al prospecțiunii electrometrice sînt multe și importante; de aceea, pentru o bună apreciere a calității rezultatelor este indicat ca să se obțină date prin mai multe metode electrometrice, influența factorilor de mai sus fiind diferită de la o metodă la alta. Astfel, de exemplu, prospectarea zăcămintelor de minereuri metalifere este indicat să se efectueze prin metoda potențialului natural și una din metodele de inducție, a structurilor sedimentare prin metoda rezistivităților și a curentului teluric etc.

6. REZULTATELE CAROTAJULUI GEOFIZIC

În condițiile executării măsurărilor de carotaj geofizic cu metoda cea mai adecvată și a absenței unor fenomene perturbatoare în dispozitivul de măsurare (scurgeri de curent, paraziți inductivi și de inducție, capacități, rezonanțe în galvanometrie cu înregistrare fotografică etc.) sau de transport a electrodei în sondă (alunecări ale cablului pe toba trolului, viteză de circulație prea mare a electrodei în timpul înregistrării etc.), rezultatele carotajului geofizic vor cuprinde, în afară de reflectarea caracteristicilor structurii geologice, și efectul următoarelor cauze:

- variațiile de diametru a găurii de sondă (caverne);
- existența în pereții găurii de sondă a unor obiecte metalice (porțiuni de burlan, pene de deviație, scule de instrumentație etc.);
- prezența coloanei de tubaj;
- talpa sondei;
- curenți vagabonzi și cîmpuri electrice de galvano-corозиune;
- pătrunderea noroiului de foraj în roci;
- circulația apei în spatele coloanei;
- fluctuațiile de intensitate a radiațiilor;
- radiația cosmică;
- schimbarea stării tehnice a sondei.

Influența variațiilor de diametru a găurii de sondă și a cavelor se manifestă pe curbele de rezistivitate aparentă, îndeosebi cînd acestea sînt plasate în roci cu rezistivitate specifică mare, sub formă de scădere locală a rezistivității aparente.

Existența în pereții sondei a unor obiecte metalice rămase din timpul procesului de foraj este pusă în evidență pe curbele de rezistivitate aparentă printr-un minim și un maxim al acestei mărimi, plasate în dreptul capetelor acestor obiecte.

Prezența coloanei de tubaj în gaura de sondă influențează variația temperaturii înregistrată prin carotajul termic, ca urmare a deformării suprafețelor izoterme produsă de existența acestei coloane metalice, cu conductibilitate termică mult mai mare decît a rocilor.

Influența tălpii sondei se manifestă și pe curbele de rezistivitate aparentă, unde, din cauza ecranării curentului electric de către aceasta, nu mai are loc difuzarea lui în rocile de sub talpă și apar minime ale acestei mărimi, precum și pe diagramele de temperatură, unde din cauza suprafeței mai mici de răcire la partea inferioară a sondei apar maxime de temperatură.

Existența curenților vagabonzi în subsol, îndeosebi în vecinătatea instalațiilor industriale, se manifestă pe curbele de rezistivitate aparentă, potențial natural și potențial provocat prin variații mici și neregulate, dând acestora un aspect dantelat. Cîmpurile electrice de galvano-coroziune influențează de asemenea curbele de potențial natural și potențial provocat, producînd deformări neregulate ale acestora.

Pătrunderea noroiului de foraj în roci și colmatarea acestora deformează curbele de potențial natural și potențial provocat, deplasîndu-se în sensul valorilor pozitive, precum și curbele de temperatură pe care se manifestă sub formă de maxime sau minime, în funcție de raportul în care se găsește temperatura lui față de aceea a rocii.

Circulația apei în spatele coloanei din stratele debitoare către cele receptoare influențează curbele de temperatură sub formă de maxime sau minime, în funcție de raportul în care se găsește temperatura apei, față de aceea a noroiului de foraj din gaura de sondă.

Influența fluctuațiilor intensității radiației măsurate provine din caracterul statistic al desfășurării în timp a proceselor nucleare, radiația medie variînd între anumite limite; ea se manifestă pe curbele carotajului γ natural, prin fluctuații nelegice de valoare a radiației înregistrate.

Manifestarea radiației cosmice are loc tot pe curbele radiației γ naturale, mai intensă în porțiunea superioară a găurii de sondă.

În sfîrșit, schimbarea stării tehnice a sondei ca, de exemplu, la ieșirea din noroi a electrodei, la intrarea ei în coloana de tubaj, la schimbarea diametrului găurii sau a numărului de coloane, la nivelele de apariție sau dispariție a cimentului în spatele coloanei de tubaj etc. influențează și ea curbele radiațiilor γ natural și mai ales neutron — γ , provocînd deformări anormale ale acestora.

Cauzele specificate mai sus, ca și altele de ordin instrumental, care pot apărea eventual, deformează rezultatele carotajului geofizic prin diferitele metode folosite, alternînd reflectarea în condiții optime a structurii geologice a subsolului. Pentru aceasta, aprecierea calității acestor rezultate este deosebit de importantă în procesul de interpretare geologică, pentru a nu transpune în termeni structurali anomalii, care nu au în realitate o cauză geologică.

Din toate cele expuse pînă acum cu privire la aprecierea calității rezultatelor lucrărilor geofizice apare clar că aceasta este o etapă importantă în procesul de interpretare geologică. Rolul ei este de a stabili dacă rezultatul geofizic respectiv este interpretabil geologic, integral, sau cu unele rezerve, sau chiar neinterpretabil. Obținerea unei astfel de concluzii se face prin analiza cît mai atentă a rezultatelor și studierea efectelor tuturor surselor de influență posibile, care nu au nici o legătură cu obiectivul geologic al lucrării; la succesul acestei etape contribuie în bună măsură și experiența și cunoștințele celui ce face interpretarea geologică.

CAPITOLUL XXXII

INTOCMIREA DOCUMENTAȚIEI EXTRAGEOFIZICE

S-a arătat mai înainte că, datorită ambiguității fundamentale a metodelor geofizice, rezultatele obținute prin aceste metode nu sînt în măsură prin ele înșile să determine în mod univoc obiectul geologic din subsol pe care îl reflectă și că restrîngerea sau chiar ridicarea totală a nedeterminării este posibilă dacă dispunem în procesul de interpretare geologică și de o serie de date extrageofizice. Pentru aceasta, orice informație extrageofizică privind structura geologică ascunsă a subsolului este întotdeauna binevenită și rămîne în grija celui care face interpretarea geologică adunarea, clasarea, prezentarea și folosirea judicioasă a acestora în procesul interpretării geologice.

Natura și căile de obținere a informațiilor extrageofizice sînt destul de diferite. În cele ce urmează sînt prezentate pe rînd tipurile de date extrageofizice mai importante, împreună cu unele detalii asupra lor, considerate de interes deosebit.

1. HĂRȚILE GEOLOGICE DE SUPRAFAȚĂ

Rezultatele cartărilor geologice, concretizate în hărți geologice cuprinzînd distribuția în suprafață a diferitelor tipuri de formațiuni și elemente tectonice ale structurii geologice în regiunea în care s-au executat lucrări geofizice, sînt în general una din sursele principale de informație extrageofizică. Dacă în regiunea respectivă există întocmite și hărți geologice speciale (litologice, petrografice, metalochimice, geochimice, hidrogeologice, tectonice etc.), acestea vor constitui surse suplimentare de informație.

Studierea acestui material permite construirea de *planuri de situație* și *scheme grafice* cuprinzînd axele deformărilor tectonice (anticlinale și sinclinale normale sau înclinate, cute-solzi, cute-falii, brahianticlinale etc.) și ale accidentelor rupturale (falii, încălecări, zone de fracturare etc.), raionarea litologică sau petrografică pe tipuri de roci cu proprietăți fizice comparabile ca valoare, conturarea zonelor cu concentrații de anumite substanțe minerale utile etc.

Compararea hărților și a schemelor grafice de mai sus, cu graficele de sinteză a morfologiei anomaliilor gravimetrice sau magnetometrice, cu hărțile

anomaliilor radiometrice sau electrometrice, cu hărțile structurale obținute prin prospecțiuni seismometrice și electrometrice sau carotaj geofizic va da răspuns la următoarele chestiuni :

— anomaliile diferitelor mărimi fizice sau caracteristicile structurale deduse indirect din date geofizice prezintă o legătură directă cu vreun obiect geologic care aflorază la suprafață, sau este legată de un obiect geologic necunoscut, situat în adâncime?

— există concordanță între apex-ul anomaliilor sau axele structurale deduse indirect și axele structurii geologice, sau nu, iar în caz că există decalaje între acestea, cum se pot ele explica?

— anomaliile sau caracteristicile structurale deduse indirect sînt legate de obiecte geologice dintr-o structură de adâncime concordantă cu cea de la suprafață sau de unele dintr-o structură discordantă?

— este de suspectat în adâncime prezența unor obiecte geologice și tipuri de roci, care nu au nici o legătură directă cu cele de la suprafață sau nu?

Desigur că se pot găsi și alte probleme, la care să se caute răspuns prin compararea celor două serii de date, în funcție de condițiunile geologice specifice ale regiunii în care a avut loc lucrarea geofizică; aici însă au fost prezentate doar cele considerate mai importante și care apar mai frecvent în activitatea practică.

În modul acesta, hărțile geologice de suprafață reprezintă un prețios ajutor în ridicarea măcar parțială a nedeterminării fundamentale a interpretării geologice și asigură legătura permanentă în procesul interpretării cu realitatea geologică, ceea ce este deosebit de important pentru conducerea justă a acestui proces.

În regiunile cu terenuri sedimentare constituite din roci foarte tinere (cuaternare, levantine), hărțile geologice nu mai conțin elementele necesare pentru scopul de mai sus; în astfel de cazuri este necesar să apelăm la alte feluri de date extrageofizice, așa cum va fi arătat mai departe.

2. SECȚIUNILE GEOLOGICE IPOTETICE

Hărțile geologice sînt adesea însoțite de secțiuni geologice ipotetice, construite pe direcția unor profiluri caracteristice la structura geologică de suprafață prin extrapolarea în adâncime a datelor de suprafață. Astfel de secțiuni geologice, dacă există, sînt foarte utile în procesul de interpretare geologică, deoarece ele conțin, în afară de elementele de suprafață care de altfel se găsesc înscrise în hărți, extrapolarea în adâncime a acestora în concepția geologului care a făcut cartarea.

Compararea acestor secțiuni geologice ipotetice cu profilurile diferitelor mărimi fizice construite obligatoriu pe aceleași direcții sau cu hărțile structurale întocmite pe bază de date geofizice va conduce la:

- confirmarea sau infirmarea parțială a extrapolării structurii geologice de adâncime în secțiunea ipotetică;
- crearea posibilității de corectare a secțiunii geologice la nivelul corespunzător pe baza datelor geofizice.

Prin aceasta se face încă un pas înainte în cunoașterea structurii geologice ascunse a subsolului.

3. LUCRĂRILE DE EXPLORARE

Dacă în zona lucrărilor geofizice care urmează a fi interpretate geologic există lucrări de explorare (foraje, galerii de coastă, puțuri, șanțuri etc.), executate în legătură cu obiectivul economic al lucrărilor geofizice sau chiar cu alte obiective economice, acestea vor furniza o serie de date foarte importante în legătură cu cunoașterea structurii geologice ascunse și uneori chiar a obiectelor geologice căutate.

Lucrările de explorare vor furniza date cu privire la:

- tipurile de roci existente în adâncime;
- tipurile de substanțe minerale utile existente în adâncime;
- tipul structurii geologice existente în adâncime;
- tipul obiectelor geologice;
- adâncimea obiectelor geologice.

4. LUCRĂRILE DE EXPLOATARE

Date și mai concludente în legătură cu problemele de mai sus vor fi furnizate de lucrările de exploatare, dacă în zona în care s-au executat lucrările geofizice, a căror rezultate trebuie interpretate geologic există astfel de lucrări. În acest caz, cel care face interpretarea geologică va avea la dispoziție hărți structurale, secțiuni geologice construite pe bază de date certe de exploatare, hărți cu izopachite pe formațiuni geologice, din care vor reieși variațiile de grosime ale acestora, hărți geologice în subteran și hărți paleogeologice și paleogeografice, carotaje mecanice și profiluri geologice tip, de-a lungul găurilor de sondă, analize microscopice și chimice etc.

Astfel de date sînt deosebit de importante, în special în lucrările de prospecțiune geofizică, care au ca obiectiv determinarea extinderii unor obiecte geologice cunoscute, adică în cazurile în care pretențiile asupra interpretării geologice sînt mai mari ca în cazul general; de asemenea, în lucrările de carotaj geofizic unde datele carotajului mecanic și profilurile geologice tip sînt de un ajutor esențial în interpretarea geologică a anomaliilor diverselor mărimi fizice folosite.

5. DATELE TEHNICE

Cu ocazia lucrărilor de explorare sau exploatare (în procesul tehnologic de executare a lor), sau a lucrărilor în legătură cu obiective tehnice, se obțin o serie de date care de asemenea pot veni în sprijinul interpretării geologice.

Printre acestea se pot număra valorile rezistenței și modulului de elasticitate al rocilor, interesante în armarea lucrărilor miniere și de care este legată viteza de propagare a undelor elastice, parametrul principal al prospecțiunii seismometrice.

De asemenea, variația viscozității și densității noroiului, a vitezei de avansare a sapei, variația diametrului găurii etc., în operațiile de forare a sondelor, paralelizate ca rezultatele carotajelor geofizice, sînt de un prețios ajutor în interpretarea geologică a acestora.

6. PROPRIETĂȚILE FIZICE ALE ROCILOR

În această categorie intră proprietățile fizice ale rocilor care intervin ca parametri ai metodelor geofizice de prospecțiune sau carotaj (densitatea, susceptibilitatea magnetică, intensitatea de magnetizare remanentă și indusă, conținutul în elemente radioactive, viteza de propagare a undelor elastice, conductibilitatea electrică, electronică și electrolitică, conductibilitatea termică etc.), determinate direct pe probe de rocă.

Toate datele cu privire la proprietățile fizice ale rocilor de la suprafață și din subsol trebuie adunate și folosite cu grijă și discernămint. În acest scop se întocmesc în mod curent următoarele tabele și grafice :

- tabele conținînd valorile medii și domeniile de variație a proprietății fizice respective pe tipuri de roci de la suprafață;

- tabele conținînd valorile medii și domeniile de variație a proprietății fizice respective pe tipuri de roci din adîncime;

- tabele conținînd valorile medii și domeniile de variație a proprietății fizice a substanțelor minerale utile în zăcămint;

- profiluri de variație a proprietăților fizice de-a lungul găurilor de sondă;

- planuri de situație și grafice cu variația laterală a diverselor proprietăți fizice pe anumite tipuri de roci sau formațiuni geologice, de suprafață și de adîncime;

- planuri de situație cu raionarea valorilor diferite a proprietăților fizice la suprafață, în adîncime la diferite niveluri (de exemplu — 1 000 m — 2 000 m etc.) sau în fundamentul regiunii;

- grafice exprimînd influența factorilor de alterare, a adîncimii, a diferitelor minerale principale care intră în compoziția rocilor, a umidității etc., asupra proprietăților fizice pentru principalele tipuri de roci prezente în

regiunea în care s-au executat lucrările geofizice care urmează a fi interpretate geologic.

Desigur că bogăția acestui material va fi funcție de posibilitățile existente în regiune. Dacă există lucrări de explorare și de exploatare, atunci asupra rocilor de adâncime vor putea fi obținute date sigure; în caz că nu există toate aceste lucrări, date sigure vor putea fi obținute numai din lucrări de explorare.

În ceea ce privește rocile de suprafață, asupra acestora vor putea fi obținute date sigure prin determinări directe; cu cât vor fi mai multe tipuri de roci dezgolite la suprafață, cu atât va fi mai bogată documentația asupra proprietăților fizice ale rocilor, stabilite prin determinări directe asupra probelor de rocă, și vor fi cu atât mai apropiate de realitate și deci mai sigure, cu cât numărul probelor folosite va fi mai mare. Avînd în vedere acest lucru, este indicat ca în prezentarea valorilor proprietăților fizice să se țină cont atât de valoarea medie a valorii respective ieșită din calcul cât și de domeniul de variație al valorilor concretizat prin valorile minimă și maximă.

Din cele expuse mai sus în legătură cu documentația extrageofizică apare clar că aceasta reprezintă o sursă de prețioase informații cu privire la structura geologică ascunsă a subsolului și de ridicare a nedeterminării în interpretarea geologică a rezultatelor lucrărilor geofizice. Pentru aceasta, cel ce face interpretarea geologică a unor astfel de rezultate este obligat să consulte și să se documenteze aprofundat asupra tuturor surselor de informare extrageofizică.

Întregul material documentar extrageofizic trebuie ordonat și adus într-o formă sugestivă, de preferință în hărți, profiluri sau grafice, la aceeași scară metrică cu cel geofizic, pentru ca comparația acestor două serii de date să se poată face direct.

Este de asemenea important ca acest material să fie judicios ales și clasat convenabil, astfel încît să nu se refere decît la caracteristicile obiectelor geologice, care se pot reflecta în mărimile fizice folosite în metodele geofizice de prospecțiune și carotaj. În acest sens trebuie specificat că nu este indicat de adunat material neesențial, care să nu ajute efectiv la buna conducere a procesului de interpretare geologică, să frîneze procesul acesteia și să deschidă căi de interpretări eronate. Astfel, de exemplu, un relief de amplitudine mică la suprafața unui fundament adînc nu se va reflecta în anomalii gravimetrice sau secțiuni seismice, existența unor variații de grosime a unor pachete de roci, cu densitate sau susceptibilitate magnetică comparabilă, nu se va reflecta în anomalii gravimetrice și magnetometrice, prezența unui strat diferențiat ca proprietăți fizice, dar de grosime mică nu se va reflecta în anomaliiile diferitelor metode de carotaj geofizic etc.; în schimb, existența unor deformări tectonice importante în cuvertura de sedimente diferențiate după densitate, conductibilitate electrică sau viteză de propagare a undelor elastice se vor reflecta în anomaliiile gravimetrice sau electrometrice și secțiunile seismice de reflexie, prezența unor zăcămintele de minerale utile de dimensiuni importante și situate la adîncimi mici în contrast de proprietăți magnetice

sau electrice se vor reflecta în anomalii magnetometrice sau electrometrice etc., astfel încât acestea sînt informații esențiale care ajută efectiv conducerea procesului de interpretare geologică.

Întocmirea documentației extrageofizice este o altă etapă principală a procesului de interpretare geologică a rezultatelor lucrărilor geofizice.

CAPITOLUL XXXIII

APRECIEREA CAPACITĂȚII DE REZOLVARE PRIN METODELE GEOFIZICE A PROBLEMELOR GEOLOGICE. ROLUL EXEMPLELOR DE PROBLEME GEOLOGICE REZOLVATE PRIN METODELE GEOFIZICE

Problema capacității de rezolvare a problemelor geologice specifice, pentru fiecare metodă geofizică în parte, va fi tratată pe larg în capitolele următoare. Aici problema capacității va fi discutată numai la nivelul generalităților, aprecierea și luarea în considerare a ei în procesul de interpretare geologică fiind considerată ca una din etapele importante ale acestui proces.

Aplicabilitatea metodelor geofizice de prospecțiune și carotaj la rezolvarea problemelor geologice specifice se fundamentează pe reflectarea, în anomalii ale diferitelor mărimi fizice sau elemente structurale deduse indirect, a contrastelor de proprietăți fizice pe care le realizează obiectele geologice din subsol, față de masa rocilor care le înconjură. Reflectînd o singură latură a unui obiect geologic în rezultatele fiecărei metode geofizice, este evident că această singură latură nu este suficientă pentru a defini univoc obiectul geologic respectiv. Acesta este primul aspect principal al acestei probleme, din care derivă în fapt și ambiguitatea fundamentală a interpretării geologice a rezultatelor lucrărilor geofizice. Folosind și date extrageofizice cu privire la natura, forma și poziția obiectului geologic din subsol, precum și valoarea contrastului de proprietăți fizice realizat de acesta, obținute în special din lucrări de explorare sau exploatare, așa cum s-a arătat mai înainte, definirea obiectului geologic necunoscut se poate face mai complet. Din nefericire, în majoritatea cazurilor, tabloul informațiilor extrageofizice este destul de sărac și atunci cel care face interpretarea geologică a rezultatelor geofizice trebuie să se bazeze în principal pe morfologia anomaliilor sau caracteristicile elementelor structurale deduse indirect și eventual pe elemente de informare cu totul disparate din o parte din celelalte categorii.

În astfel de condiții nu se poate pretinde ca prin interpretarea geologică a rezultatelor unei singure metode geofizice să se ajungă la o soluție completă a structurii geologice ascunse a subsolului.

Al doilea aspect principal al acestei probleme se referă la valoarea cantitativă a rezultatelor reflectării obiectelor geologice. Intensitatea anomaliilor sau mărimea elementelor structurale deduse este legată de mai mulți parametri (adâncimea obiectului geologic, contrastul de proprietăți fizice realizat de acesta, forma obiectului, înclinarea pachetelor de roci etc.), așa cum a fost arătat de altfel mai înainte. Este deosebit de important ca obiectele geologice pe care le stabilim prin interpretarea geologică, drept cauză a rezultatelor geofizice obținute, să fie pe deplin justificate prin valoarea cantitativă a rezultatelor geofizice legate de ele. Totodată, nu este indicat a interpreta rezultate geofizice a căror valoare cantitativă nu justifică în mod satisfăcător prezența unor obiecte geologice de o anumită natură în subsol.

Așadar, capacitatea de rezolvare a problemelor geologice specifice prin diferitele metode geofizice nu este și nu poate fi nelimitată. Există pentru fiecare metodă geofizică de prospecțiune sau carotaj o tipologie specifică a obiectelor geologice, care pot fi determinate, pe baza ei, domenii de adâncime pentru care ea este eficientă, un nivel de complicare a construcției geologice a subsolului care este limitativ etc. Cu alte cuvinte, există o categorie de probleme geologice specifice care sînt rezolvabile prin fiecare metodă geofizică și care fără a fi rigidă, dată fiind infinitatea posibilităților de structură geologică pe care le realizează natura, limitează aplicabilitatea acestora.

A nu ține cont de capacitatea fiecărei metode geofizice înseamnă a-i acorda posibilități mai mari decît le are în realitate și aceasta poate fi o sursă importantă de concluzii eronate în interpretarea geologică.

Un exemplu în acest sens va lămuri mai bine această problemă.

Interpretarea într-o altă ipoteză¹ a materialului gravimetric din Dobrogea² a condus la concluzia că șisturile verzi din Dobrogea centrală stau într-un sinclinal de șisturi cristaline, concluzie trasă pe baza unei zone slabe de minim gravimetric din centrul acestei regiuni. Ulterior,³ s-a considerat că o astfel de concluzie depășește capacitatea de rezolvare a metodei de prospecțiune gravimetrică, deoarece între șisturile verzi și șisturile cristaline pe care acestea repauzează nu se poate realiza nici un contrast de masă, ambele avînd practic aceeași densitate, așa cum au arătat studiile făcute asupra densității lor. Pe de altă parte, minimul gravimetric slab din centrul zonei în discuție este pe deplin justificat de sinclinalul de calcare jurasice din Valea Casimcea, căruia de altfel îi este circumscris.

În concluzie, trebuie specificat că este cu totul nejustificată tendința de a încerca să se scoată din morfologia și intensitatea anomaliilor mărimilor fizice sau din caracteristicile morfologice și cantitative ale elementelor struc-

¹ St. Airinei, *Harta anomaliei magnetice ΔZ din Dobrogea, Moldova de sud și estul Cîmpiei romîne*, Studii și cercetări de geologie, III, 1-2, 1958.

² R. Botezatu și Tr. Băcioiu, *Anomalia gravității în Dobrogea centrală*, Bul. St. al Acad. R.P.R., Secția de geologie și geografie, II, 2, 1957.

³ R. Botezatu, Tr., Băcioiu și J. Andrei, *Relațiile dintre anomalia gravității și structura geologică a Dobrogei de nord și a regiunilor limitrofe din Moldova de sud și Muntenia de est*, Studii și cercetări de geologie, VI, 1, 1961.

turale deduse indirect, mai mult decît acestea pot spune. Cel care face interpretarea geologică a acestor rezultate geofizice trebuie să se străduiască să găsească, în limitele capacității fiecărei metode geofizice, soluția geologică corectă și pe deplin justificată faptic, definind acele laturi ale obiectului geologic care, în mod just, se pot defini.

De un prețios ajutor în desfășurarea procesului de interpretare geologică a datelor lucrărilor geofizice sînt și rezultatele interpretării geologice a anomaliilor mărimilor fizice sau a elementelor structurale deduse indirect prin metoda geofizică respectivă, produse de cauze geologice comparabile din aceeași regiune sau chiar din alte regiuni asemănătoare sub raportul structurii geologice.

Structura geologică a scoarței terestre nu reproduce în general obiecte geologice identice. Pentru anumite domenii de variație a caracteristicilor acestor obiecte geologice (formă, adîncime, contrast de proprietăți fizice, înclinare, grosime, tipuri de roci etc.), morfologia anomaliilor și caracteristicile structurale deduse indirect, produse de ele, sînt însă perfect comparabile.

Legătura între cauză (obiectul geologic în anumite condiții specifice) și efect (forma de reflectare în anumite mărimi fizice măsurate cu metodele geofizice pe care acesta o produce) nu trebuie privită simplist, ci în complexitatea dialectică a realității. Dacă în dialectica surprinderii legăturii cauzale sînt permise anumite simplificări, pentru a scoate în evidență ceea ce este esențial și caracteristic din punct de vedere cauzal, aceasta nu înseamnă că legătura cauzală stabilită trebuie absolutizată sau transformată într-o abstracțiune goală. Din această cauză, astfel de exemple ale rezultatelor interpretării geologice nu trebuie privite ca soluții pentru interpretarea geologică a unor alte rezultate de lucrări geofizice, cu caracteristici morfologice comparabile, ci numai ca termeni de comparație care să sugereze, în condițiile geologice locale, caracteristicile probabile ale obiectului geologic respectiv. Precizînd aceste aspecte, noi nu facem decît să atragem atenția pentru a preveni alunecarea pe o pantă greșită în procesul de interpretare geologică în cazurile în care, prin simpla comparație cu alte rezultate geofizice care au cauza determinată deja, s-ar manifesta tendința de a se formula direct soluția interpretării.

Cu limitările de mai sus trebuie precizat că întotdeauna este deosebit de util ca în procesul de interpretare geologică să avem la dispoziție cît mai multe exemple de interpretare a unor astfel de rezultate produse de structuri și de obiecte geologice comparabile. O documentare cît mai bine pusă la punct în acest sens după literatura de specialitate, eventual chiar albume care să cuprindă clasificarea morfologiei anomaliilor și a caracteristicilor elementelor structurale deduse indirect, cartate pe tipuri de structuri geologice, zăcămintele de substanțe minerale utile etc., vor crea un suport solid desfășurării în bune condiții a procesului de interpretare geologică.

Din cele de mai sus reiese clar rolul important al exemplelor de probleme geologice rezolvate prin metodele geofizice, în primul rînd la conturarea capacității de rezolvare a acestor metode și apoi, prin aceasta, la asigurarea conducerii în cît mai bune condiții a procesului de interpretare geologică.

CAPITOLUL XXXIV

INTERPRETAREA GEOLOGICĂ A ANOMALIILOR GRAVIMETRICE

Interpretarea geologică a rezultatelor obținute prin oricare din metodele geofizice urmează procesul logic general, ale cărui etape și momente au fost discutate în capitolele precedente. Reflectarea obiectelor geologice în rezultatele fiecărei metode geofizice este însă specifică acestora, depinzând de parametrii caracteristici care stau la baza reflectării în mărimea fizică folosită. De acest specific al reflectării ține și aplicabilitatea metodei geofizice respective, precum și capacitatea ei de rezolvare a problemelor geologice și tot el condiționează și trăsăturile specifice ale procesului de interpretare geologică a rezultatelor metodei respective.

În particular, prospecțiunea gravimetrică are și ea un domeniu definit de aplicabilitate în rezolvarea problemelor geologice, precum și unele trăsături specifice în procesul de interpretare geologică a anomaliilor. Lămurirea acestor chestiuni face obiectul acestui capitol.

1. APLICABILITATEA PROSPECȚIUNII GRAVIMETRICE. CAPACITATEA DE REZOLVARE A PROBLEMELOR GEOLOGICE

S-a precizat în capitolele precedente că prospecțiunea gravimetrică este aplicabilă în cazurile în care condițiile fizico-geologice specifice asigură existența în subsol a unuia sau mai multor contraste de masă. Aceste contraste de masă apar în natură datorită contrastelor de densitate care există între rocile, mineralele sau formațiunile geologice, care constituie elemente geologice individualizate și mediul înconjurător al acestora.

În cele ce urmează dăm o serie de precizări asupra situațiilor geologice mai importante în care apar contraste de densitate. Acestea sînt:

În terenuri sedimentare:

a) Contraste de densitate situate la suprafață sau în imediata vecinătate a suprafeței cuverturii. Acestea se datoresc îndeosebi următoarelor cauze:

— variații laterale ale densității formațiunilor sedimentare, datorite variațiilor de facies petrografic a acestora;

— aflorarea diverselor formațiuni geologice cu caractere petrografice diferite, către marginea bazinelor de sedimentare;

— prezența de roci eruptive în cuprinsul rocilor sedimentare, care străpung coloana stratigrafică a acestora, ajungînd pînă la suprafață sub formă de dyckuri, lakkolite, dopuri, piloni etc;

— prezența la suprafață sau în imediata vecinătate a suprafeței terenurilor sedimentare a stratelor de cărbuni sau a masivelor de sare.

Toate aceste contraste de densitate de suprafață pot da naștere la contraste de masă care produc anomalii gravimetrice de intensitate variabilă, care au însă o caracteristică comună, prin aceea că au o extindere mică în suprafață.

b) Contraste de densitate situate în interiorul cuverturii. La apariția acestora participă următoarele situații geologice:

— variații laterale sau pe verticală a densității rocilor datorite variațiilor sau întrepătrunderilor de faciesuri petrografice, cum sînt, de exemplu, schimbările de facies pe orizontală, variații în grosime a stratelor de facies comparabil, efilarea stratelor către marginea bazinelor etc.;

— tectonizarea formațiunilor sedimentare, datorită căreia este schimbată poziția geometrică a stratelor prin anticlinale, fracturi, flexuri etc.;

— prezența concentrațiilor de minerale utile în cuprinsul sedimentelor, cum ar fi: intercalațiile stratiforme sau masivele diapire de sare, stratele de cărbuni sau de gips etc.;

— prezența rocilor eruptive în cuprinsul celor sedimentare, sub formă de dyckuri, lakkolite, piloni, dopuri etc. rămase cu partea superioară în interiorul cuverturii;

— intercalații de tufuri, aglomerate vulcanice sau curgeri de lave.

Toate aceste contraste de densitate din interiorul cuverturii pot da naștere la contraste de masă, care generează anomalii gravimetrice de intensitate în general redusă, însă cu o extindere în suprafață mai mare decît în cazul precedent.

c) Contraste de densitate situate la suprafața sau în interiorul fundamentului. Acestea apar datorită următoarelor cauze:

— topografia de eroziune a suprafeței fundamentului, care creează platforme tabulare sau cu un relief minor, reliefuri îngropate, cordiliere etc.;

— tectonizarea sub formă de cute, flexuri, falii, încălecări etc., a suprafeței fundamentului;

— elemente tectonice sub formă de cute, falii etc. în cuprinsul fundamentului, trunchiate la suprafața lui datorită procesului de eroziune;

— varietatea caracterului petrografic a rocilor care constituie fundamentul;

— intruziuni eruptive în interiorul sau pînă la suprafața fundamentului sub formă de batholite, lakkolite etc.;

— variații în grosime a păturilor acidă, bazică și ultrabazică în crusta terestră.

Aceste contraste de densitate în fundament pot da naștere la contraste de masă, care produc în general anomalii gravimetrice de intensitate mare și care se întind pe suprafețe importante. Astfel de anomalii care ocupă suprafețe întinse poartă numele de anomalii gravimetrice regionale.

În terenuri cristaline sau eruptive:

În zonele cu astfel de roci, contraste de densitate apar datorită următoarelor situații geologice:

— varietatea petrografică a rocilor, care aduce după sine variații de densitate. Acest lucru este valabil atît la rocile cristaline (densitatea fiind proporțională cu gradul de metamorfism al rocii) cît și la cele eruptive, intrusive sau efuzive, cu toată varietatea lor de compoziție.

- prezența de contacte geologice între roci cristaline sau eruptive și sedimentare, cristaline și eruptive sau eruptive între ele;
- prezența de minerale utile în zăcămintele, îndeosebi metalifere;
- tectonizarea rocilor cristaline sau eruptive, în special fracturări cu formare de horsturi și grabene;
- trecutul geologic al rocilor eruptive, care aduce după sine variații de densitate datorite acțiunilor termice sau chimice la care rocile respective au fost supuse.

Toate aceste contraste de densitate pot crea contraste de masă care, la rîndul lor, produc anomalii gravimetrice de intensitate relativ redusă și cu extindere variabilă în suprafață.

În general, în natură există pentru fiecare regiune un număr mare de contraste de densitate care se combină reciproc, creînd global unul sau mai multe contraste de masă.

Dacă într-o regiune există un singur contrast de masă și dacă acesta este în condiții favorabile, adică suficient de mare în valoare și situat la o adîncime relativ mică, atunci prospecțiunea gravimetrică funcționează cu succes.

Acest gen de prospecțiune geofizică poate funcționa, de asemenea, cu succes și în cazul în care în subsol există două sau chiar mai multe contraste de masă, cu condiția ca efectul acestora, sub formă de anomalii gravimetrice, la suprafața pămîntului să se cumuleze. În acest caz, prospecțiunea gravimetrică pune în evidență anomalii care reprezintă efectul însumat al tuturor contrastelor de masă din subsol. Ea funcționează cu succes sub acest aspect, însă interpretarea geologică a acestor anomalii este complicată și nu în toate cazurile pot fi recunoscute obiectele geologice care le-au creat.

Există însă și cazuri nefavorabile, în care obiecte geologice din subsol, care prezintă interes din punct de vedere științific sau economic, nu pot fi puse în evidență prin cartarea gravimetrică, deoarece acestea dau naștere la contraste de masă, respectiv la anomalii gravimetrice care se anulează reciproc. În cele ce urmează dăm cîteva exemple de cazuri în care două contraste de masă se anulează reciproc, avînd ca urmare lipsa unei anomalii gravimetrice, deși în subsol există elemente geologice:

— Prezența masivelor de sare în sîmburii unor anticlinale diapire. În figura 205 este prezentat un exemplu privind o cută diapiră cu sîmbure de sare, caz frecvent întîlnit în țara noastră în zona precarpatică. În acest caz sîntem în prezența a două contraste de masă, și anume: un exces de masă datorit ridicării anticlinale a formațiunilor sedimentare, în general mai dense, și un deficit de masă creat de masivul de sare substituit sîmburelui de roci dense care rămîn pe flancurile lui, în contrast negativ de densitate față de aceste formațiuni. Pentru această situație geologică sînt luate în considerare trei posibilități, și anume:

1) sarea are un diapirism incipient, în care caz anomalia gravimetrică la suprafață se prezintă sub forma unui maxim al gravității, maximul produs de cuta anticlinală fiind numai micșorat în valoare de minimul produs de masivul de sare;

2) sarea are un diapirism avansat, în care caz anomalia gravimetrică la suprafață este nulă, deoarece maximum gravității produs de cuta anticlinală este anulat de minimumul produs de masivul de sare;

3) sarea are un diapirism total, în care caz anomalia gravimetrică la suprafață se prezintă ca un minim al gravității, deoarece minimumul produs de sare comandă semnul anomaliei totale, maximumul datorit cutoi anticlinale producând numai o micșorare în valoare a acestuia.

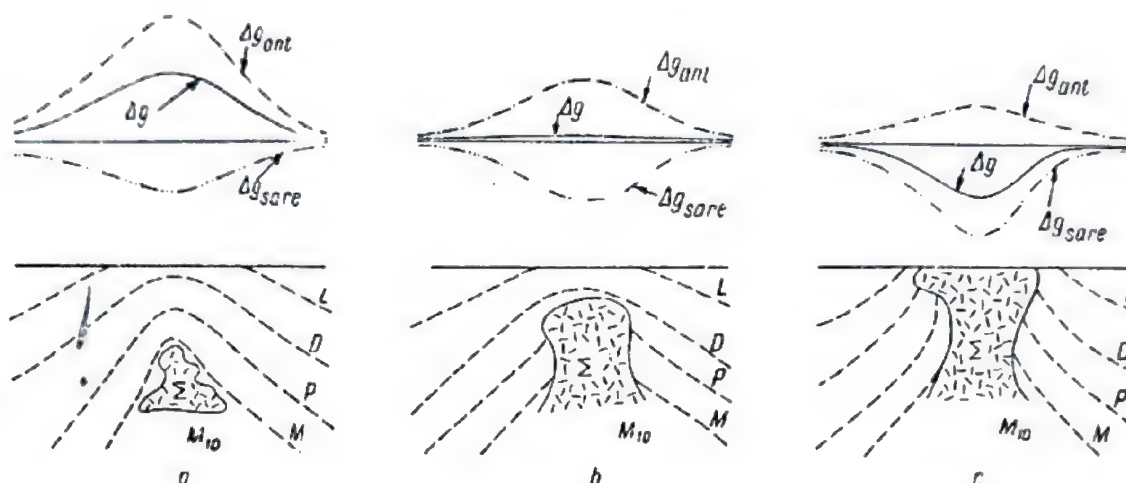


Fig. 205. Cazul unei cutoi diapire cu simbre de sare și anomalia gravimetrică produsă de aceasta pentru diapirism incipient (a), diapirism avansat (b) și diapirism total (c).

— Îngroșarea unor formațiuni mai dense de suprafață în zonele centrale ale bazinelor de sedimentare sau ale sinclinalelor și subțierea lor în zonele de margine a bazinelor sau în zonele de creastă a anticlinalelor. Un exemplu tipic în acest sens îl constituie lentilele de pietrișuri de Cîndești din Levantinul superior al regiunii subcarpatice, care, fiind mai dense decât celelalte formațiuni mio-pliocene, anulează anomaliile de minim, care în mod normal ar trebui să apară în zonele de sinclinal, datorită îngroșării acestor formațiuni sau chiar produc anomaliile gravimetrice de maxim în zonele de sinclinale sau cuvete.

În astfel de cazuri, prospecțiunea gravimetrică nu poate funcționa cu succes și pentru rezolvarea problemei geologice trebuie apelat la o altă metodă de prospecțiune geofizică.

2. PRINCIPALELE PROBLEME GEOLOGICE REZOLVABILE PRIN METODA DE PROSPECȚIUNE GRAVIMETRICĂ

Cu toate aceste limitări, care fac ca prospecțiunea gravimetrică să nu aibă o aplicabilitate generală în problemele geologice, aplicațiile ei sînt multiple și variate. În cele ce urmează dăm cîteva indicații asupra naturii

problemelor geologice cele mai importante, care sînt rezolvabile cu ajutorul prospecțiunii gravimetrice. Acestea sînt:

2.1. Probleme de geologie structurală regională. În această categorie intră următoarele probleme geologice, de interes pur științific, privind constituția subsolului pe regiuni întinse și care au ca urmare delimitarea zonelor care ar putea prezenta și interes economic.

- delimitarea formelor structurale regionale din platforme și de pe ariile geosinclinale;

- determinarea reliefului fundamentului, respectiv a cordilierilor, reliefurilor îngropate etc., precum și a structurii cuverturii sedimentare;

- determinarea structurii fundamentului cuverturii sedimentare, cum ar fi horsturi, grabbene, fracturi, flexuri, încălecări, anticlinorii etc.;

- determinarea prezenței în cuvertura sedimentară a maselor de roci eruptive sub formă de batholite, lakkolite, piloni etc.;

- determinarea variațiilor de densitate, ca urmare a variațiilor de compoziție a rocilor care constituie fundamentul.

2.2. Probleme de geologie economică

a) În terenuri sedimentare:

- determinarea de structuri favorabile acumulărilor de petrol, cum sînt anticlinalele, reliefuli îngropate etc.;

- determinarea de structuri favorabile acumulărilor de petrol sau gaze, cum sînt bombamentele de platformă, domurile etc.;

- determinarea masivelor de sare;

- determinarea reliefului de fund și a tectonicii bazinelor carbonifere.

b) În terenuri cristaline sau eruptive:

- determinarea zăcămintelor cu conținut de minerale dense, de tipul zăcămintelor de segregatie magmatică sau filoniene.

2.3. Probleme de hidrogeologie. Determinarea zonelor structurale favorabile prezenței straturilor acvifere, cum ar fi, de exemplu, stabilirea limitelor laterale stratigrafice sau de eroziune a bazinelor și punerea în evidență a accidentelor tectonice din cuprinsul bazinelor ca falii, flexuri, anticlinale etc. sau a eventualelor mase eruptive sub formă de dyckuri, piloni etc.

2.4. Probleme de geologie tehnică. Determinarea extinderii orizontale și în adîncime a depozitelor de materiale de construcție ca pietrișuri, marne, nisipuri, roci eruptive etc.;

- stabilirea reliefului fundamentului (roci de bază) în zona construcțiilor mari ca hidrocentrale sau termocentrale, uzine etc.

Din cele specificate mai sus se poate constata domeniul mare de aplicabilitate al metodelor de prospecțiune gravimetrică, ca și contribuția importantă pe care acestea pot să o aducă la avansarea cunoștințelor geologice asupra constituției subsolului patriei noastre, la lărgirea bazei de materii prime și la realizarea măreței opere de construire a socialismului.

Aplicațiile cele mai importante ale metodelor de prospecțiune gravimetrică sînt însă în problemele de geologie structurală regională și în problemele de geologie economică în sedimentar. În aceste probleme, îndeosebi prospecțiunea gravimetrică a înregistrat deja succese importante în patria noastră.

3. TRĂSĂTURILE SPECIFICE ALE INTERPRETĂRII GEOLOGICE A ANOMALIILOR GRAVIMETRICE. EXEMPLE

Reflectarea în anomalii gravimetrice a obiectelor geologice din subsol este asigurată de combinarea favorabilă a celor cinci parametri fundamentali ai prospecțiunii gravimetrice. Deși toți cinci intervin în egală măsură, transpunerea în termeni geologici a anomaliilor gravimetrice se bazează în principal numai pe unii din ei.

În acest sens va trebui să facem o distincție:

Dacă obiectele geologice din subsol care se reflectă în anomalii ale cîmpului gravitației sînt de tipul deformărilor tectonice sau a accidentelor rupturale, de o deosebită importanță vor fi:

— morfologia anomaliilor gravimetrice care va sugera forma obiectelor geologice ce le-au produs cu atît mai fidel, cu cît obiectele geologice respective vor fi mai aproape de suprafață. Astfel, maximele vor corespunde unor forme structurale pozitive (anticlinale, horsturi etc.) sau unor zăcămintele cu conținut de minerale dense, minimele vor corespunde unor forme structurale negative (sinclinale, grabbene etc.) sau unor masive de sare, zonele de scăderi rapide în valoare ale unor falii sau flexuri etc.;

— intensitatea anomaliilor gravimetrice și dimensiunile în plan ale lor, care sînt legate de adîncimea obiectelor geologice care le produc.

Dacă obiectele geologice din subsol care se reflectă în anomalii sînt de tipul variațiilor de facies litologic, atunci problema este mai complicată. Și în acest caz, tot morfologia și intensitatea anomaliilor vor fi elementele de bază în interpretare; legătura lor cu obiectele geologice de acest tip este însă mai puțin simplă și în momentul de față chiar mai puțin cunoscută.

Este evident că, în ambele cazuri, transpunerea în termeni geologici trebuie să se facă, în primul rînd, prin prisma contrastelor de densitate care se realizează în subsol, cunoscute sau approximate.

Lucrurile vor apărea mai clar din cîteva exemple pe care le vom da în cele ce urmează:

3.1. Probleme de geologie structurală regională. În figura 206 este reprezentată anomalia cîmpului gravitației în reducerea Bouguer pentru Dobrogea centrală și zonele limitrofe de la nord, vest și sud.¹

¹ R. Botezatu și Tr. Băcioiu, *L'anomalie du champ de gravitation en Dobrogea centrale*, Revue de géologie et de géographie, I, 1957.

Din punct de vedere geologic, în această regiune sînt separate următoarele unități geologice principale:

— Sinclinalul Babadag, care ocupă partea de nord a regiunii prospectate gravimetric, avînd o formă aproximativ triunghiulară, cu baza către Marea



Fig. 206. Anomalia gravității în Dobrogea centrală.

Neagră și cu vârful în vecinătatea localității Pecineaga, pe Dunăre. Acest sinclinal este umplut cu sedimente cretacice (Cenomanian-Senonian inf.), în grosime de peste 200 m constituite dintr-o serie conglomeratică cu ciment calcaros în bază, căreia îi urmează spre partea superioară gresii calcaroase, gresii friabile alternînd cu gresii fine, calcare marnoase și marne silicioase. Densitatea medie a depozitelor din Sinclinalul Babadag este de circa $2,20 \text{ g/cm}^3$.

— Zona șisturilor verzi, care ocupă Dobrogea centrală pe o lățime de circa 50 km. Șisturile verzi sînt parțial denundate, în special în partea de nord; în rest, ele suportă petice izolate de calcare, gresii jurasice și loess.

În partea de nord, șisturile verzi se întind pînă la linia Pecineaga-Camena, unde dispar brusc în suprafață. Limita de sud a acestora nu poate fi precizată satisfăcător, deoarece în cea mai mare parte ele sînt acoperite, scufundîndu-se și dispărînd sub formațiunile cretacico-jurasice ale Dobrogei de sud. Zona șisturilor verzi este cea mai puternic tectonizată din întreaga regiune.

Raporturile dintre acestea și fundamentul sinclinalului cretacic al Babadagului sînt anormale și se fac prin intermediul liniei de încălecare Pecineaga-Camena. În vecinătatea acestei linii, șisturile verzi sînt strîns cutate și laminate, cu îngrămădirea și ridicarea stratelor în picioare și transformarea lor în micașturi datorită injecțiunilor unei mase dioritice. În dezvoltarea lor către sud, șisturile verzi reprezintă o tectonizare mai puțin accentuată.

Densitatea medie a șisturilor verzi este de circa $2,70 \text{ g/cm}^3$.

— Zona prebalcanică din Dobrogea de sud ocupă numai o mică porțiune în sudul lucrării prezentate. Fundamentul ei este constituit din roci cristaline, eventual în parte tot șisturi verzi, peste care stau depozite jurasico-cretacice și neogene.

Depozitele jurasice sînt în facies mai mult calcaros, cu o densitate medie de circa $2,60 \text{ g/cm}^3$. Depozitele cretacice sînt în facies calcaros, conglomeratic, nisipos-gresos și marnos, cu o densitate medie de circa $2,25\text{—}2,30 \text{ g/cm}^3$.

În această situație geologică a depozitelor de suprafață, anomalia cîmpului gravitației în reducerea Bouguer prezintă un aspect general destul de perturbat, punînd în evidență o alternanță de zone anormale largi, cu variații relativ mici în valoarea cîmpului și de zone alungite, strîmte, cu aspect de bandă și cu variații rapide ale cîmpului gravitației. La prima vedere se poate raiona regiunea prospectată gravimetric în patru zone de regim gravimetric diferit, care corespund aproximativ unităților geologice specificate mai sus. În interiorul fiecăreia din ele, anomaliile închise local, precum și tendințele anormale evidente, pentru sistematizarea și ușurarea discutării lor, au fost grupate pe linii de maxim sau minim a gravitației.

— Zona sinclinalului Babadag se prezintă în general ca o zonă de maxim a anomaliai gravitației, mărginită la contactul cu zona depozitelor triasice din nord și cu zona șisturilor verzi din sud, de două fascicule cvasiparalele de curbe de egală valoare a anomaliai (liniile nord Atmagea-Mihai Bravul-Enisala, respectiv Pecineaga-Bășpunar-Camena). În interiorul sinclinalului Babadag apare o linie de maxim pe direcția Slava Rusă-Jurilofca și o linie de minim pe direcția nord Bășpunar-Gaugagia-Ceamurlia de jos, precum și linii transversale, care arată că fundamentul acestui sinclinal prezintă o serie de compartimente cu denivelări diferite. Maximele de la est Cîrjelari și nord Traian, care apar în partea nord-vestică a zonei sinclinalului Babadag, nu mai au o cauză tectonică, ci se datoresc prezenței maselor de roci eruptive, în parte cunoscute, și care se găsesc în contrast pozitiv de masă față de depozitele sedimentare ale acestui sinclinal.

— Zona șisturilor verzi prezintă un aspect diferit. Curbele de egală valoare a anomaliai gravitației se răresc și au un traect mai sinuos, conturînd tendințe anormale, care în general se mențin pe întreaga lățime a acestei zone. Ca valoare, anomalia gravitației atinge intensitatea maximă din întreaga regiune prospectată.

Zona șisturilor verzi este delimitată la nord și sud de două fascicule cvasiparalele de curbe pe direcțiile Pecineaga-Bășpunar-Camena, respectiv Capidava-Canara. În cuprinsul zonei șisturilor verzi se individualizează o linie de minim (Dulgheru-Vulturul-Mireasa-Ester), care corespunde axului sinclinalului de depozite jurasice care stă pe șisturile verzi, precum și două linii principale de maxim, una la nord (Pecineaga-Coimpunar-Sarighiolul

de Deal-Fîntînele-Istria) și a doua la sud (Ghizdărești-Stupina-Dorobanțu-M. Kogălniceanu), care prezintă o derivație spre vest (Dorobanțu-Topal) și care corespund unor zone mai masive și mai aproape de suprafață a șisturilor verzi.

— Zona de platformă inoezică din Dobrogea de sud reprezintă o zonă de valori a anomaliei cîmpului gravitației mult mai mici decît în zona șisturilor verzi. În cuprinsul ei apare o linie de minim (Seimenii Mari-Tortoman), precum și o linie de maxim mai la sud (Cernavoda-nord Medgidia-nord Nisipari), care reprezintă axele unor compartimente cu denivelări diferite în fundamentul cristalin al acestei zone. La nord de Constanța se individualizează un maxim închis, a cărui cauză pare a fi pur locală.

— Zona versantului platformic a depresiunii precarpatice din sudul Bălții Brăila este caracterizată prin orientarea preferențială a curbelor de egală valoare pe direcția aproximativă nord-sud și scăderea lor rapidă, în valoare de la est către vest. Acest lucru pare să indice că unitatea dobrogeană se termină brusc în dreptul Dunării, cel puțin în porțiunea de la nord de localitatea Capidava.

În cele de mai sus au fost date cîteva indicații sumare asupra caracteristicilor geologice a regiunii discutate, au fost precizate densitățile medii probabile ale rocilor care constituie formațiunile geologice sau unitățile principale și a fost atrasă atenția asupra liniilor principale de anomalie gravimetrică și a anomaliilor închise local. Concluziile principale ale studiului anomaliei gravimetrice în această regiune sînt următoarele:

— Sub aspectul regional, anomalia gravitației în Dobrogea centrală reflectă efectul șisturilor verzi în contrast cu toate depozitele sedimentare pe care le suportă. Acest lucru se vede clar din faptul că efectul gravimetric este maxim în zona în care șisturile verzi se găsesc la suprafață și scade în valoare în zonele adiacente.

Peste acest efect regional se suprapune efectul contrastelor de densitate din interiorul șisturilor verzi, create de injecțiunile eruptive sau metamorfisme sau din interiorul formațiunilor sedimentare, împreună cu efectul elementelor tectonice minore, sub formă de închideri locale ale curbelor, digitații sau inflexiuni, toate cu un caracter mult mai puțin intens și extinderi spațiale mici.

— Zona șisturilor verzi se conturează ca o unitate bine individualizată, avînd un caracter de horst. Horstul șisturilor verzi este limitat la nord de linia de încălecare Pecineaga-Camena, la sud de o linie probabilă de fractură pe direcția Capidava-Canara, la vest de o altă linie probabilă de fractură situată în vecinătatea Dunării și se continuă spre est către Marea Neagră. Deoarece efectul gravimetric se mărește continuu în valoare către est, se pare că în această direcție substratul de roci dense, probabil precambriene, se dezvoltă în adîncime, zona dobrogeană reprezentînd partea terminală vestică a unei unități cu dezvoltare mult mai mare.

În figura 207 este prezentat un profil de variație a anomaliei gravitației pe direcția nord-est—sud-vest, din care apare clar efectul maximal în această valoare produs de horstul șisturilor verzi. De asemenea apare clară variația anomaliei gravitației în dreptul liniilor de fractură care îl mărginesc la nord

(Pecineaga-Camena) și la sud (Capidava-Canara) și care sînt de tipul variațiilor produse de o treaptă.

— Sinclinalul Babadag este probabil situat pe o treaptă de scufundare a fundamentului de roci dense, limitată la nord de o linie de fractură de la

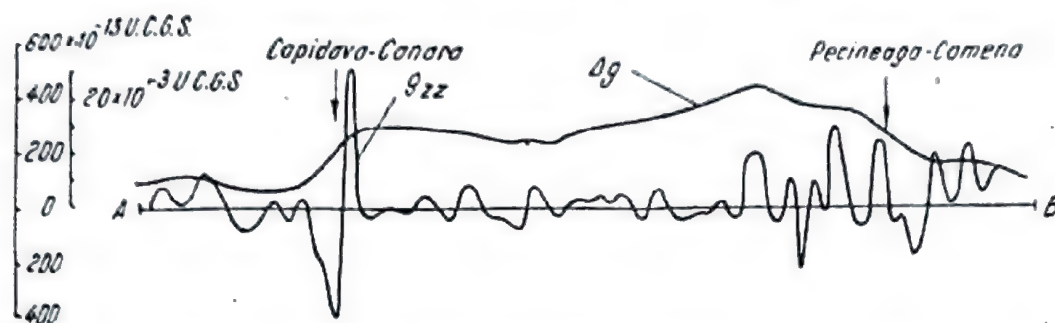


Fig. 207. Profil gravimetric pe direcția nord-est—sud-vest în Dobrogea centrală.

care începe îngroșarea mare a sedimentelor din zona depozitelor triasice. Reiese de asemenea clară compartimentarea fundamentului acestui sinclinal în arii cu denivelări diferite.

— Zona de platformă moezică din Dobrogea de sud constituie un compartiment mai scufundat al rocilor dense, parțial reprezentate probabil tot prin șisturi verzi, peste care s-au depus sedimente jurisico-cretace și neogene.

După cum se poate remarca, prospecțiunea gravimetrică în Dobrogea centrală a adus o serie de informații geologice cu privire la caracterul de horst al șisturilor verzi, precum și cu privire la fundamentul zonelor adiacente șisturilor verzi și care sînt acoperite cu depozite sedimentare, a căror valoare este deosebit de importantă.

3.2. Probleme de geologie economică în terenuri sedimentare

a) *Structuri cu zăcămintе de hidrocarburi lichide și gazoase. Regiunea Mislea-Băicoi-Aricești-Ploiești.* Din această regiune este reprodus (după I. Gavăț¹); în figura 208, un profil gravimetric conținând variația gradientului orizontal total și a cîmpului gravitației în paralel cu secțiunea geologică.

Condițiile geologice sînt cele cunoscute în regiunea subcarpatică a Munteniei de est.

Se remarcă la studierea acestui profil maximele înregistrate de cîmpul gravitației în dreptul axelor sinclinale produse de îngroșarea pietrișurilor din levantinul superior și minimele din dreptul axelor anticlinale (Băicoi, Aricești), datorite subțierii levantinului, cît și prezenței în simburile acestor anticlinale a masivelor de sare.

După cum se poate observa, în această regiune, corelația maxim a cîmpului gravitației—convergența gradientilor orizontali (sinclinal) și minim al cîmpului gravitației—divergența gradientilor orizontali (anticlinal sau sare în imediata vecinătate a suprafeței) reprezintă criterii de interpretare geologică, pe baza

¹ I. Gavăț, *Sur les anomalies du gradient de „g” aux confins des Subcarpathes de la Plaine Roumaine au point de vue de la prospection du pétrole*, Moniteur de pétrole roumain, 1938 (Extras nr. 232).

căroră au fost detectate în subsol o serie de structuri necunoscute. Aceste criterii nu sînt însă generale pentru întreaga regiune a cutelor diapire din zona subcarpatică. Așa cum a fost arătat de I. Gavăț, în regiunea mai de la vest (către Tîrgoviște), anticlinalelor le corespund maxime a cîmpului

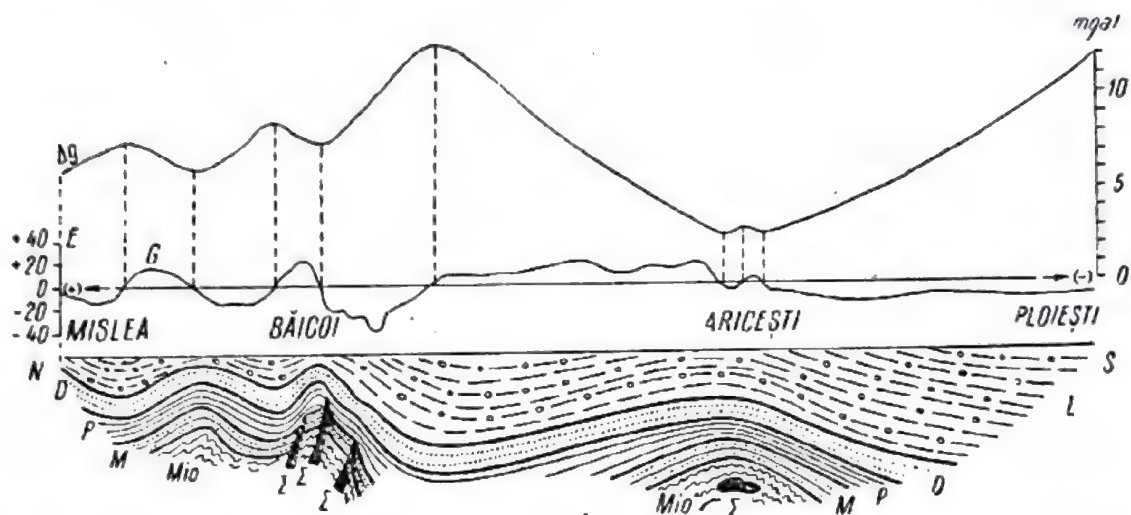


Fig. 208. Profil gravimetric și secțiune geologică pe direcția Mislea-Băicoi-Aricești-Ploiești.

gravității și sinclinalelor minime ale acestei mărimi, ceea ce arată încă o dată inexistența unor criterii generale în interpretarea geologică, care să aibă o aplicare universală, anomaliile mărimilor gravimetrice trebuind să fie interpretate geologic, de la caz la caz, în acord cu datele geologice locale.

b) *Structuri cu zăcămintele de hidrocarburi gazoase.* Din această categorie vom prezenta cazul domului gazeifer de la Saroș. Din punct de vedere geologic, la suprafață apar depozite sarmațiene sau cuaternare. Coloana stratigrafică aproximativă este cunoscută din sondajul de referință în regiune, de la Copșa-Mică, prin care s-au delimitat următoarele formațiuni geologice și grosimi ale lor, care reies din aceasta: sarmațian/tortonian = 1 738 m; tortonian/sare = 1 980 m; sare/tortonian = 2 314 m; tortonian/eocen = 2.323 m.

Sarmațianul este constituit din nisipuri și marne, în alternanță cu tufuri dacitice, și are o densitate medie de 2,20 g/cm³.

Tortonianul este constituit din marne argiloase, gresii și nisipuri, avînd o densitate medie de 2,40 g/cm³.

Eocenul este constituit din argile, calcare marnoase, gresii și conglomerate, avînd o densitate medie de 2,53 g/cm³.

Sarea are o densitate medie de 2,00 g/cm³.

După cum se vede avem de-a face în regiune cu contraste relativ mici de densitate. Pe de altă parte, structura domală se prezintă ca o culminație largă de înclinări mici pe flancuri.

Anomalia gravitației conturează un minim gravimetric, cu intensitatea de circa -3 mgal, așa cum reiese din cartarea gravimetrică a lui Ghiciu¹, reprodusă în figura 209.

Este clar că anomalia obținută nu poate fi pusă în totalitatea ei pe seama sîmburelui de sare a domului, care, deși are o grosime de circa 300 m, se găsește la o adîncime mare (aproximativ 2 000 m). I. Gavăț a arătat că circa 75% din valoarea anomaliilor negative produse de domurile gazeifere din Transilvania se datorește contrastului de masă creat în interiorul bancurilor de nisipuri productive ale sarmațianului, produse prin contrastul între densitatea gazelor din zona centrală a domurilor și densitatea apei de zăcămint de pe flancurile lui, și numai restul de 25% din valoarea anomaliilor se datorește sării din baza domurilor.

Acesta este un caz foarte rar, în care anomalia gravitației pe o structură de hidrocarburi provine în cea mai mare parte din însăși prezența hidrocarburilor care îmbibă formațiunile poroase ale structurii.

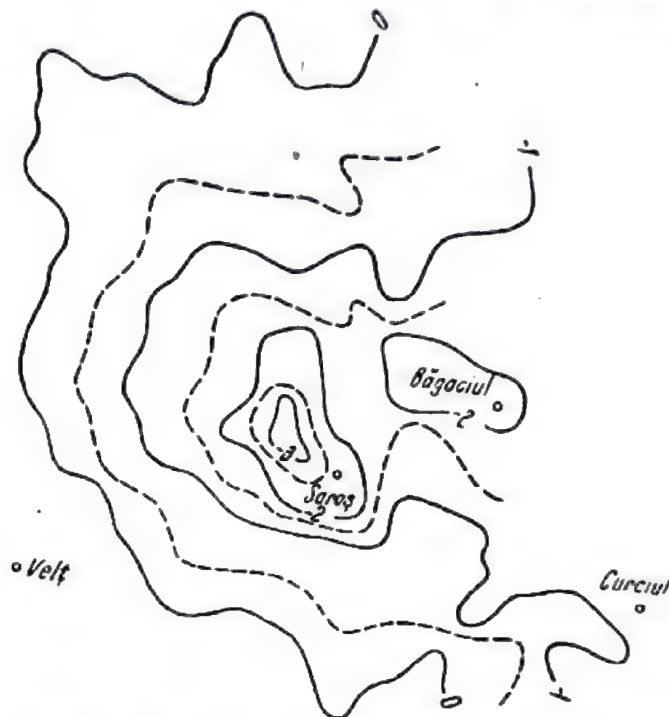


Fig. 209. Anomalia gravitației în zona domului gazeifer de la Sároș.

c) *Problema prospecțiunii gravimetrice directe a zăcămintelor de hidrocarburi.* Așa cum a apărut din studii recente efectuate în U.R.S.S., în regiunea peninsulei Apșeron îndeosebi, există posibilitatea de reflectare a însăși contrastului de masă realizat de prezența hidrocarburilor lichide și gazoase în rocile colectoare în care se găsesc, dacă condițiile geologice sînt favorabile². Luînd ca bază densitatea țîțeiului de $0,70 \text{ g/cm}^3$ și a gazelor de $0,30 \text{ g/cm}^3$, a apei de zăcămint de $1,00 \text{ g/cm}^3$, valoarea porozității stratelor colectoare de 25% și procentul de apă legată de 20%, se obține o scădere a gravitației în zonele de boltă a structurilor brahianticinale de $0,01 \text{ mgal/4 m}$ grosime strat cu țîței sau $1,5 \text{ m}$ strat cu gaze, ceea ce asigură apariția unor anomalii de minim de $0,5-3,0 \text{ mgal}$ intensitate.

¹ V. Ghiciu, *Raport asupra măsurătorilor gravimetrice de detaliu în regiunea Sároș-Bazna*, 1955, Arhiva Comitetului geologic.

² I. G. Medovskii, G. M. Komarov, *O vozmojnoi prirode lokalnih gravi-taionnih minimumov nad zalezami nefli i gaza*, *Gheologhia nefli i gaza*, 11, 1959.

Pentru exemplificare este reprodus în figura 210 cazul zăcămintului de la Gazli, (U.R.S.S), unde se poate constata cu ușurință influența prezenței hidrocarburilor în axul cutoi prin minimul local circumscris conturului zăcămintului; pentru comparație este prezentată și curba teoretică, stabilită prin calcul în ipoteza inexistenței unui deficit de masă realizat de prezența hidrocarburilor.

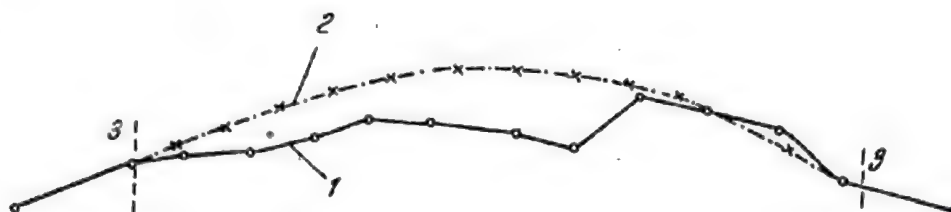


Fig. 210. Profil gravimetric peste zăcămintul de hidrocarburi de la Gazli, U.R.S.S. (1 = curba măsurată; 2 = curba teoretică, în ipoteza inexistenței hidrocarburilor; 3 = limitele zăcămintului de hidrocarburi).

Este de precizat că posibilitatea prospectării gravimetrice a zăcămintelor de hidrocarburi apare numai la zăcămintele cu adâncime mică.

d) *Zăcămintele de cărbuni.* Prospectarea zăcămintelor de cărbuni nu a fost încă încercată în țara noastră cu ajutorul balanței de torsiune și din acest motiv este prezentat un exemplu din străinătate.

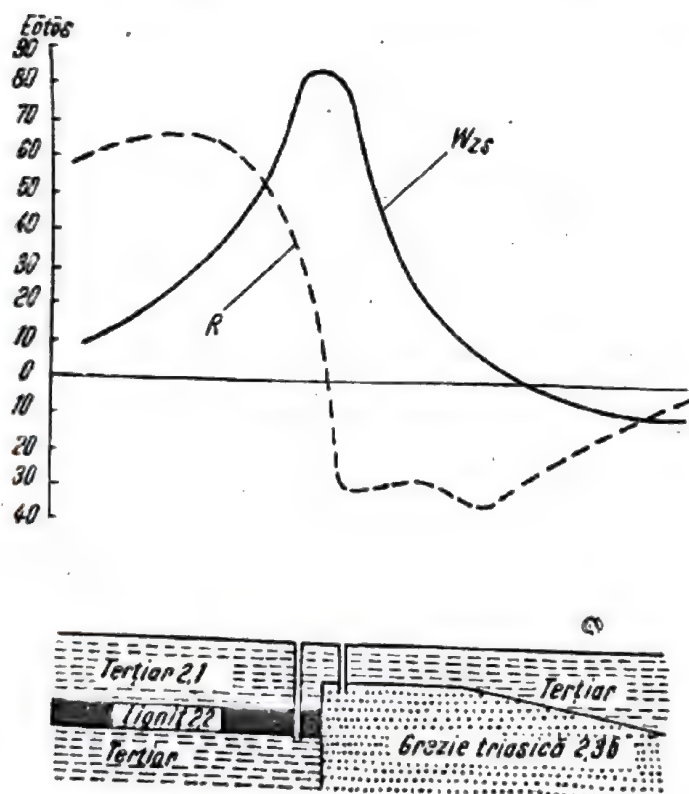


Fig. 211. Variația gradientului orizontal total și a curburii diferențiale de-a lungul unui profil peste zăcămintul de lignit de la Borken, R.F.G.

În figura 211 este reprezentat un profil gravimetric, conținând variația gradientului orizontal și a curburii diferențiale în paralel, cu secțiunea geologică construită pe baza datelor de exploatare, și a unor foraje de explorare, referitoare la zăcămintul de lignit de la Borken, R.F. Germană (Heiland, 1946).

După cum se poate remarca, situația geologică este cu totul dezavantajoasă aplicării prospecțiunii gravimetrice, fiind vorba de un strat orizontal de cărbuni în contrast mic de densitate cu depozitele terțiale în care se găsește inclus.

Problema pusă prospecțiunii gravimetrice a fost de a încerca determinarea extinderii longitudinale a stratului de cărbuni. Prospecțiunea gravi-

metrică executată în acest scop a pus în evidență un maxim al gradientului orizontal total și un maxim conjugat cu minim pentru curbura diferențială, anomalii caracteristice unei distribuții de masă de tipul unei trepte, și anume a unei trepte drepte, dat fiind simetria anomaliilor celor două mărimi gravimetrice. Forajele ulterioare, al căror amplasament este marcat în figura 211,

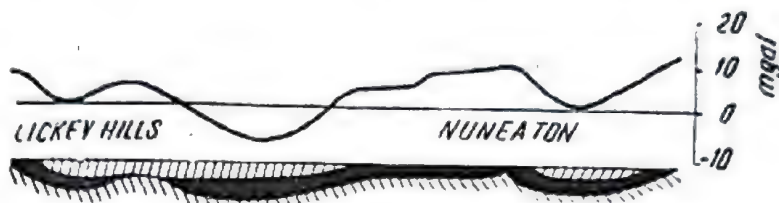


Fig. 212. Variația anomaliei gravității pe un profil în regiunea cu zăcămintele de cărbuni din sudul Angliei, între Lickey Hills și Nuneaton.

au confirmat existența în subsol a unei mase de gresie triasică de densitate mai mare decât depozitele terțiare, care are aspectul unui prag ce limitează extinderea laterală a stratului de lignit.

În figura 212 este prezentat un profil, conținând variația anomaliei gravității în paralel cu secțiunea geologică din regiunea cu zăcămintele de cărbuni din sudul Angliei¹. În această regiune, formațiunea cu cărbuni atinge grosimi până la 1 000 m și are o densitate medie de $2,62 \text{ g/cm}^3$. Ea este suportată de roci paleozoice, cu densitate de $2,70\text{--}2,84 \text{ g/cm}^3$, și suportă la rândul ei sinclinale cu roci mezozoice, a căror densitate medie este de $2,40 \text{ g/cm}^3$.

După cum se poate remarca din figura 212, anomalia cîmpului gravității prezintă o strînsă corelație cu relieful fundamentului paleozoic, indicînd ariile în care îngroșarea formațiunii cu cărbuni este cea mai probabilă.

În general, prospecțiunea gravimetrică nu este în măsură să indice prezența stratelor de cărbuni în subsol; poate da însă indicații asupra reliefului de fund a bazinelor carbonifere și asupra tectonicii acestora, importante de știut pentru stabilirea zonelor favorabile prezenței stratelor de cărbuni și asupra poziției lor în interiorul coloanei de sedimente.

e) *Zăcămintele de sare*. În figura 213 este prezentat, după I. Gavăț², un profil gravimetric, conținând variația gradientului orizontal total și a curburii diferențiale în paralel cu secțiunea geologică a masivului de sare de la Florești (Prahova). După cum se poate remarca, gradientul orizontal total prezintă o variație de forma unui minim conjugat cu maxim, iar curbura diferențială o variație de forma unui minim. (Se va observa relația dintre limitele masivului de sare și punctele caracteristice ale celor două curbe de variație a mărimilor gravimetrice, precum și asemănarea curbelor cu cele teoretice produse de o distribuție de masă de tip *strat vertical*.)

¹ N. L. Falcon and L. H. Tarrant, *The gravitational and magnetic exploration of parts of the mezozoic covered areas of the South-central England*, The Quarterly Journal of the Geological Society of London, CIV, 2, 1951.

² I. Gavăț, *Studiul interpretării rezultatelor gravimetrice din regiunea Filipeștii-de-Pădure — Măgureni — Novăcești — Florești — Băicoi*, D. S. Institutul Geologic al României, XVIII, 1931.

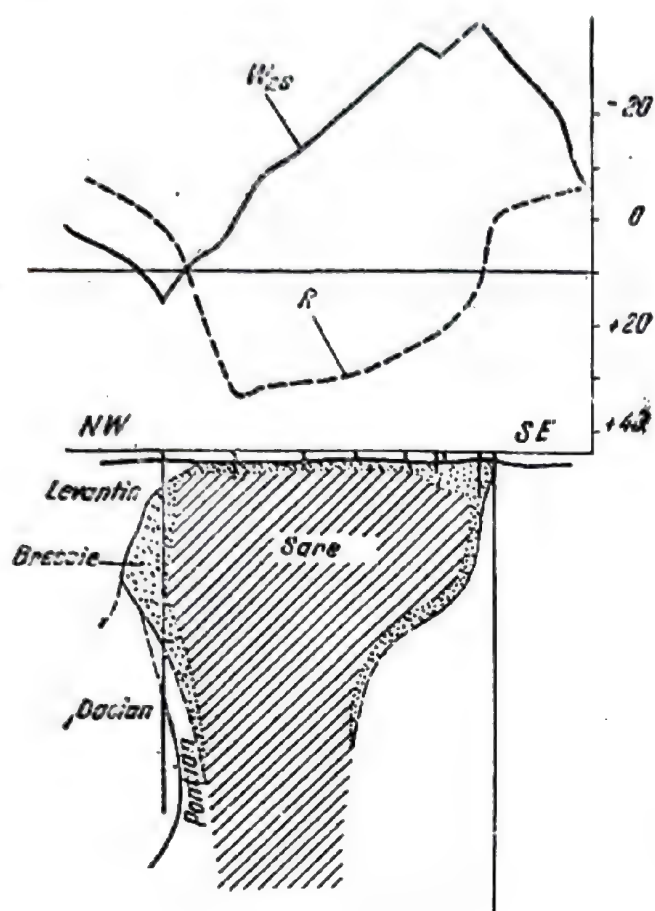


Fig. 213. Profil gravimetric și geologic prin masivul de sare de la Florești.



Fig. 214. Anomalia gravitației în zona masivului de sare de la Valea-Sării.

Prospecțiunea gravimetrică cu gravimetrul static pentru descoperirea masivelor de sare a dat în țara noastră rezultate excepțional de bune. Numai pînă în anul 1957 au fost cartate peste 100 de anomalii gravimetrice produse de masive de sare, din care mare parte controlate prin foraje, situate în diferite condiții geologice.

Dintre acestea vom cita ca un exemplu tipic masivul de sare de la Valea-Sării, situat în Vrancea de nord. În figura 214 este reprodusă, după Botezatu¹, o schiță din harta gravimetrică întocmită în această regiune, conținînd anomalia gravității circumscrisă acestui masiv de sare.

Din punct de vedere fizico-geologic, acest masiv de sare apare pe linia Cașin-Bisoca, de-a lungul căreia formațiunea saliferă (în facies predominant mar-nos-gresos) se găsește în contact de front cu depozitele sarmato-pliocene de la est (în facies nisipos-gresos-argilos). În raport cu aceste două tipuri de roci, sarea se găsește în contrast negativ de densitate, creînd condiții favorabile prospecțiunii gravimetrice.

După cum se poate remarca din figura 214, masivul de sare — cunoscut parțial din exploatări rudimentare ale locuitorilor din regiune — produce un intens minim gravimetric, a cărui morfologie dă prețioase indicații asupra formei și poziției lui.

3.3. Probleme de geologie economică în terenuri cristaline și eruptive. Zăcămintele minerale în zonele cu roci eruptive sau cristaline sînt în general zăcăminte de minereuri metalifere. Deși mineralele de acest gen au densități mari, fiind în măsură să creeze contraste mari de densitate în raport cu rocile cristaline sau eruptive, contrastele de masă care se creează la aceste zăcăminte sînt în general mici, datorită dimensiunilor mici și a asociațiilor mineralogice uneori dezavantajoase din acest punct de vedere. La cele de mai sus mai trebuie adăugate complicațiile mari pe care le aduce prospecțiunii gravimetrice faptul că astfel de zăcăminte sînt în general situate în regiuni cu relief foarte accidentat, ceea ce face uneori imposibilă efectuarea reducerilor de relief la o precizie ridicată, avînd în vedere că este vorba îndeosebi de anomalii cu intensitate mică (maximum 1,5 mgal).

Din aceste cauze, aplicabilitatea prospecțiunii gravimetrice în astfel de probleme este în general foarte restrînsă, fiind limitată la cazurile cu totul favorabile, în care apar contraste importante de masă, capabile să producă anomalii gravimetrice care pot fi cartate în mod satisfăcător.

În cuprinsul țării noastre, prospecțiunea gravimetrică a fost experimentată pentru zăcăminte de minereuri în zone cu roci cristaline sau eruptive, obținîndu-se date uneori parțial concludente.

Pentru exemplificarea prospecțiunilor gravimetrice din această categorie vom prezenta însă cîteva cazuri clasice din străinătate pe care le furnizează literatura de specialitate.

a) *Zăcămintul de pirită de la Caldwell, Ontario, Canada* (Heiland, 1946). În acest caz este vorba de un zăcămint filonian de pirită, în contrast de densitate de 1,70 g/cm³ față de rocile înconjurătoare. Prospecțiunea gravimetrică

¹ R. Botezatu, *Cercetări gravimetrice în regiunea Vrancea de nord*, D. S. Comitetul geologic, XLII, 1959.

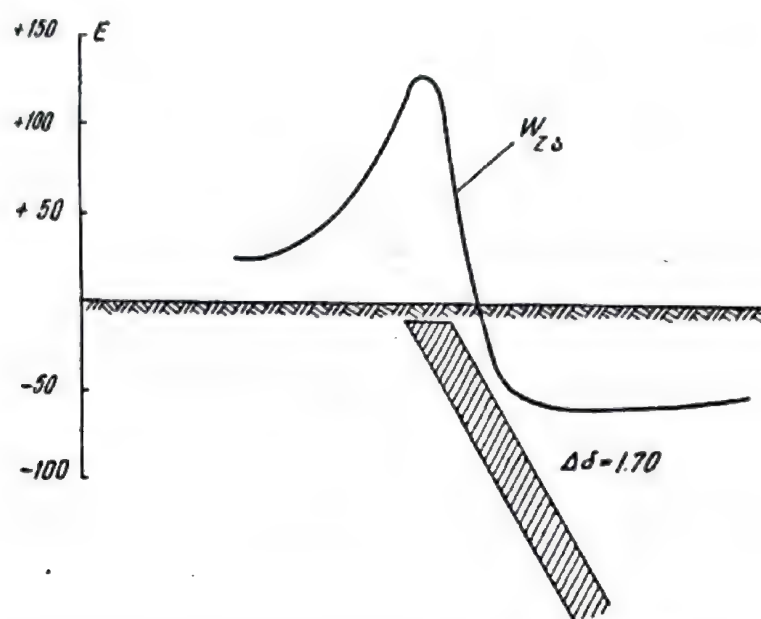


Fig. 215. Variația gradientului orizontal total pentru zăcămintul de pirită de la Caldwell, Canada.

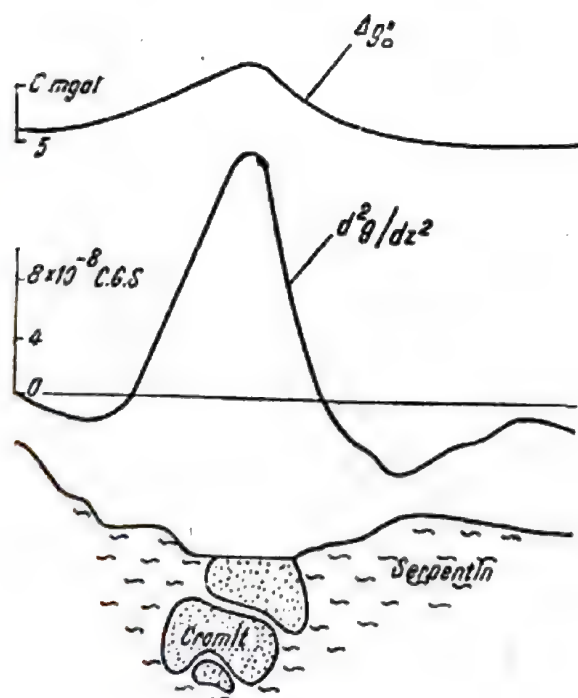


Fig. 216. Anomalia gravitației peste zăcămintul de cromit de la Gölalan, Turcia.

cu balanța de torsiune a pus în evidență un maxim conjugat cu un minim al gradientului orizontal total, cu un caracter asimetric și cu diferență de intensitate între maxim și minim, ceea ce indică o înclinare importantă a zăcămintului. Forajele ulterioare au stabilit existența filonului, precum și caracteristicile de formă ale lui, așa cum este figurat în partea inferioară a figurei 215.

b) *Zăcămintul de cromit de la Gölalan, Turcia*¹. În această regiune apar lentile de cromit, cu densitatea medie de $4,15 \text{ g/cm}^3$ în roci de tipul serpentinelor ($2,50 \text{ g/cm}^3$), norite ($2,95 \text{ g/cm}^3$), harzburgite ($2,65 \text{ g/cm}^3$), cuarțite și sisturi cuarțitice ($2,60 \text{ g/cm}^3$). Lentilele de cromit sînt mari avînd între 100 000 și 1 000 000 t.

După cum se poate remarcă din figura 216, anomalia cîmpului gravitației indică printr-un maxim, cu intensitatea de peste 1 mgal, poziția în subsol a acestor lentile de cromit.

CAPITOLUL XXXV

INTERPRETAREA GEOLOGICĂ A ANOMALIILOR MAGNETICE

1. APLICABILITATEA PROSPECȚIUNII MAGNETOMETRICE. CAPACITATEA DE REZOLVARE A PROBLEMELOR GEOLOGICE

Aplicabilitatea prospecțiunii magnetometrice este condiționată de existența în subsol a unei distribuții neomogene a intensității de magnetizare, creată de contrastele de magnetizare dintre elementele geologice individualizate (structuri cutate, accidente tectonice sau aglomerații de minerale utile în zăcămintele) și rocile sau formațiunile geologice care formează mediul înconjurător al acestora. Existența unor contraste de intensitate de magnetizare în subsol este o condiție necesară pentru aplicabilitatea cu succes a prospecțiunii magnetometrice, dar nu este suficientă, deoarece mai este necesar ca acestea să fie suficient de mari în valoare și situate la o adîncime relativ redusă. În cazul acesta, anomaliile elementelor cîmpului geomagnetic sînt suficient de mari în valoare și de întinse în suprafață, pentru a putea fi puse în evidență la o precizie suficientă cu aparatura actuală și deci pot fi interpretate geologic în mod satisfăcător.

În cele ce urmează sînt trecute în revistă ceva mai amănunțit condițiile geologice mai importante și mai frecvent întîlnite în natură, în care apar

¹ Sulhi Y ũ n g ũ l, - *Prospecting for chromite with gravimeter and magnetometer over rugged topography in East Turkey*, Geophysics, XXI, 2, 1956.

contraste de proprietăți magnetice în măsură de a produce anomalii magnetice cartabile. Departe de a epuiza acest subiect, specificarea cazurilor mai importante va permite totuși conturarea în mare a domeniului de aplicabilitate a metodelor de prospecțiune magnetometrică.

Situații geologice în care apar contraste de susceptibilitate magnetică

Din capul locului vom lua în considerare tipurile principale de terenuri care constituie structura geologică de suprafață și se păstrează până la o adâncime destul de mare în subsol, deoarece tipurile de elemente geologice și de structură geologică sînt nel diferite în funcție de acestea. Tot acestea vor condiționa și tipuri de contraste de susceptibilitate magnetică diferite.

Vom distinge așadar:

a. Situații geologice în terenuri sedimentare.

1) *Contraste de susceptibilitate magnetică situate la suprafața sau în imediata vecinătate a suprafeței cuverturii.* Acestea apar în general datorită următoarelor cauze:

- variații laterale a proprietăților magnetice a rocilor ca urmare a variațiilor laterale de facies petrografic a acestora;
- aflorarea diverselor formațiuni geologice cu caractere petrografice diferite, îndeosebi la marginea bazinelor de sedimentare;
- intercalații de tufuri și cenuși vulcanice, cu bombe și blocuri;
- prezența de blocuri sau fragmente de roci cu proprietăți magnetice ridicate în materialele aluvionare;
- prezența de roci eruptive în cuprinsul cuverturii care ostrăpung, ajungînd pînă la suprafață sub formă de dyckuri, lakkolite, dopuri, piloni etc.;
- prezența de concentrații de materiale magnetice produse prin procese chimice sau mecanice, uneori sub formă de zăcăminte de minerale utile (de exemplu orizonturi de concrețiuni sideritice etc.);
- prezența stratelor de cărbuni sau a masivelor de sare;
- existența unui relief geomorfologic, apărut pe seama unor roci mai compacte și mai active magnetic, cu o rezistență la eroziune mai mare decît restul rocilor din regiune;
- magnetizări locale datorită fenomenelor meteorologice.

Aceste contraste de suprafață ale susceptibilității magnetice pot produce (dacă au asociate și contraste de masă magnetică) anomalii magnetice de intensitate variabilă, în general mare, și care au caracteristic faptul că au o mică extindere în suprafață, fiind circumscrise situației geologice respective.

2) *Contraste de susceptibilitate magnetică situate în interiorul cuverturii.* La apariția acestora stau în general următoarele cauze:

- variații laterale sau pe verticală a proprietăților magnetice a rocilor în funcție de faciesul petrografic al acestora, cum ar fi de exemplu: variații de facies pe orizontală în bazinele de sedimentare, laminarea stratelor și discordanțele unghiulare către periferia bazinelor, succesiunea stratigrafică pe verticală conținînd pachete de roci cu facies diferit, variații laterale de grosime a stratificației etc.;
- tectonizarea formațiunilor sedimentare, sub formă de anticlinale și sinclinale, cute, falii, fracturi, flexuri etc.;

— prezența de depozite de minerale utile cuprinse în coloana sedimentară la diferite nivele, cum ar fi: strate de cărbuni, gips sau sare, masive diapire de sare etc.;

— prezența de mase de roci eruptive în coloana sedimentară, sub formă de dyckuri, lakkolite, piloni etc., rămase cu partea superioară în interiorul acesteia;

— intercalații de cenuși vulcanice sau curgeri de lave la diferite niveluri.

Aceste contraste de proprietăți magnetice din interiorul cuverturii pot produce anomalii magnetice de intensitate, în general mică (de ordinul a zeci sau sute de γ), însă cu o extindere în suprafață mai mare decât cele din cazul anterior.

3) *Contraste de susceptibilitate magnetică situate la suprafața sau în interiorul fundamentului.* Situațiile geologice mai importante din aceste categorii sînt următoarele:

— relieful topografic produs prin eroziune a suprafeței fundamentului, cum ar fi, de exemplu, în cazul platformelor tabulare, sau cu relief minor, reliefuri îngropate, cordiliere vechi etc.;

— tectonizarea suprafeței fundamentului sub formă de cute, falii, încăleări, flexuri etc.;

— resturi de elemente tectonice în interiorul fundamentului (cute, falii etc.) trunchiate la suprafața lui prin eroziune sau elemente structurale majore conservate în interiorul acestuia;

— varietatea rocilor cu proprietăți magnetice diferite care constituie fundamentul;

— mase intrusive în interiorul sau pînă la suprafața fundamentului (batolite, lakkolite etc.);

— variații în grosime a crustei terestre;

— variații în proprietățile magnetice ale materialului subcrustal.

Aceste contraste de fundament produc în general anomalii magnetice regionale, intense și extinse pe suprafețe mari.

b. Situații geologice în terenuri cristaline sau eruptive. În regiunile în care structura geologică este constituită din roci cristaline sau eruptive distingem următoarele situații în care pot apărea contraste de susceptibilitate magnetică, capabile de a genera anomalii cartabile, și anume:

— varietatea petrografică a rocilor cristaline (epizonale, mezozonale sau katazonale) sau a rocilor eruptive (intrusive sau efuzive, cu toată gama de tipuri de roci a acestora);

— contacte geologice între roci cristaline sau eruptive și sedimentare, cristaline și eruptive sau eruptive între ele;

— prezența de minerale utile în zăcămintele metalifere (de segregatie magmatică, de contact sau filoniene și uneori chiar de concentrare mecanică);

— tectonizarea rocilor cristaline sau eruptive sub formă de anticlinorii, fracturi etc.;

— trecutul geologic al rocilor cristaline sau eruptive, prin acțiuni termice, chimice, presiuni, datorită tectonizării sau cutremurelor de pămînt etc., are ca urmare modificări ale proprietăților magnetice a acestor roci.

— magnetizări locale de suprafață prin fenomene meteorologice.

Aceste contraste de susceptibilitate magnetică produc în general anomalii magnetice foarte intense (peste 1 000 γ), cu extindere variabilă în suprafață după natura situației geologice specifice.

În general, în natură există pentru fiecare unitate geologică un număr mare de contraste de susceptibilitate magnetică. Dacă pe baza acestora se creează și contraste de masă magnetică, de valoare suficient de mare și situate la adâncime relativ redusă, prospecțiunea magnetometrică poate funcționa cu succes.

Succesul prospecțiunii magnetometrice este asigurat în toate cazurile în care există un contrast unic de masă magnetică în subsol. Aceasta nu exclude însă și posibilitatea de succes a acestui gen de prospecțiune geofizică și în cazurile în care există mai multe contraste de masă magnetică, caz de altfel general în natură, însă aceasta este limitat atunci de mărimea maselor magnetice, adâncimea și distanța orizontală la care acestea se găsesc situate în subsol. Dacă acești parametri nu se combină favorabil, se obțin anomalii magnetice cartabile, însă acestea reprezintă efecte cumulate la suprafață și interpretarea geologică a acestor anomalii se face cu dificultăți.

Există în natură și cazuri particulare în care sînt prezente în subsol contraste de susceptibilitate magnetică, care însă se anulează reciproc, fără a da naștere la contraste de masă magnetică.

2. PRINCIPALELE PROBLEME GEOLOGICE REZOLVABILE PRIN METODA DE PROSPECȚIUNE MAGNETOMETRICĂ

Cu toate limitările specificate mai sus, prospecțiunea magnetometrică are aplicații largi în multiple și variate probleme geologice. Pentru aceasta prezintă interes trecerea în revistă a celor mai importante probleme geologice, la a căror rezolvare metodele magnetometrice de prospecțiune pot aduce o contribuție importantă și, în mare parte, chiar au adus în străinătate și în patria noastră. Acestea sînt:

a. Probleme de geologie structurală regională. Din această categorie de probleme geologice, care au în principal un caracter pur științific, dar pot avea și continuări economice importante, fac parte următoarele:

- delimitarea formelor structurale regionale din platforme și din arii geosinclinale;

- determinarea reliefului fundamentului sedimentelor, ca, de exemplu, cordiliere, reliefuri îngropate etc.;

- determinarea tectonicii ascunse a fundamentului cuverturii sedimentare, cum ar fi horsturi, grabbene, fracturi, flexuri, anticlinorii, sinclinorii etc.;

- determinarea prezenței rocilor active magnetic din cuprinsul coloanei stratigrafice, cum ar fi, de exemplu, mase de roci eruptive în batholite, lakko-lite, piloni, dopuri etc.;

- informații asupra variațiilor de compoziție mineralogică și prin aceasta informații asupra caracterului petrografic al rocilor care constituie fundamentul sedimentelor.

b. Probleme de geologie economică:**1) În terenuri sedimentare:**

- determinarea de structuri favorabile acumulărilor de petrol, cum ar fi: anticlinalele, reliefurile îngropate etc.;
- determinarea de structuri favorabile acumulărilor de petrol și gaze, cum ar fi bombamentele de platformă, structurile domale etc.;
- determinarea masivelor de sare;
- determinarea reliefului de fund a bazinelor carbonifere și a tectonicii acestora.

2) În zone cu roci cristaline sau eruptive:

- determinarea zăcămintelor de segregatie magmatică cu conținut de minerale feromagnetice, cum ar fi, de exemplu, cele de cromit;
- determinarea zăcămintelor metalifere filoniene, în care diferite metale native (aur, argint, cupru etc.) sau minerale de interes economic se găsesc în asociații mineralogice și minerale feromagnetice;
- determinarea zăcămintelor dinamometamorfice de minerale feromagnetice;
- determinarea zăcămintelor de concentrație mecanică în care metale native se găsesc împreună cu minerale feromagnetice, de exemplu conglomerate sau aluviuni aurifere, cuprifere, platinifere etc.;
- determinarea zăcămintelor de concentrație chimică, cu conținut de minerale feromagnetice.

c. Probleme de hidrogeologie:

- Determinarea zonelor structurale favorabile prezenței stratelor acvifere, cum ar fi, de exemplu, determinarea limitelor laterale stratigrafice sau de eroziune a bazinelor, a faliilor, a fracturilor, a anticlinalelor, a dyckurilor etc.

d. Probleme de geologie tehnică:

- Determinarea extinderii orizontale și verticale a unor depozite de materiale de construcție, cum sînt cele de pietrișuri, nisipuri, marne, roci eruptive, etc.;
- informații asupra fundamentului privind relieful și natura acestuia, în zonele unde se construiesc hidrocentrale, uzine etc.

Domaniul mare de aplicabilitate al prospecțiunii magnetometrice este însă în problemele de geologie structurală regională și de geologie economică în cristalin și eruptiv, îndeosebi în legătură cu zăcămintele de minereuri de fier. Prin aceasta, metodele magnetometrice de prospecțiune reprezintă un instrument prețios de cercetare a bogățiilor subsolului, pentru lărgirea bazei de materii prime necesare industriei extractive și prelucrătoare.

În afară de problemele geologice specificate mai sus, cercetarea magnetometrică (efectuată cu aceeași aparatură și cu o metodică și tehnică de lucru apropiată de aceea folosită în prospecțiunea de acest gen) mai poate fi folosită

și în unele probleme tehnice cu rezultate pozitive și care au de asemenea repercursiuni economice importante. Acestea sînt:

— localizarea conductelor îngropate pentru care nu mai există planurile de montaj;

— localizarea de obiecte sau instalații metalice îngropate (îndeosebi de fier), a căror situație este necunoscută.

După cum se poate remarca, domeniul de aplicabilitate al metodelor magnetometrice de prospecțiune sau cercetare este vast și îmbracă un număr mare de probleme importante, care în totalitate sînt de un interes deosebit pentru economia națională a patriei noastre; o serie de succese importante au și fost înregistrate pînă în prezent cu acest gen de prospecțiuni geofizice.

3. TRĂSĂTURILE SPECIFICE ALE INTERPRETĂRII GEOLOGICE A ANOMALIILOR MAGNETICE. EXEMPLE

Metoda de prospecțiune magnetometrică are multe puncte comune cu cea gravimetrică. Ambele sînt metode potențiale, adică mărimile fizice pe care se bazează sînt derivatele unui potențial.

Spre deosebire însă de prospecțiunea gravimetrică, cea magnetometrică este mai complicată atît în principiu cît și în aplicații, deoarece proprietatea fizică pe care se bazează este o mărime vectorială.

După cum se știe, prospecțiunea gravimetrică se bazează pe o proprietate fizică fundamentală, care poartă numele de *densitate* și care este caracterizată numai prin mărimea ei, exprimabilă în g/cm^3 . În cazul prospecțiunii magnetometrice, proprietatea fizică fundamentală poartă numele de *intensitate de magnetizare* și este o mărime vectorială, dirijată, care este caracterizată prin intensitate, direcție și sens. Aceasta complică foarte mult interpretarea geologică a anomaliilor magnetice, deoarece nu este suficient să cunoaștem sau să aproximăm pentru interpretarea lor numai mărimea intensității de magnetizare, ci trebuie să cunoaștem sau să aproximăm și direcția acesteia.

Cele de mai sus apar în mod clar din exemplele prezentate în figurile 17 și 218. În aceste două exemple este luat în considerare cazul unui filon

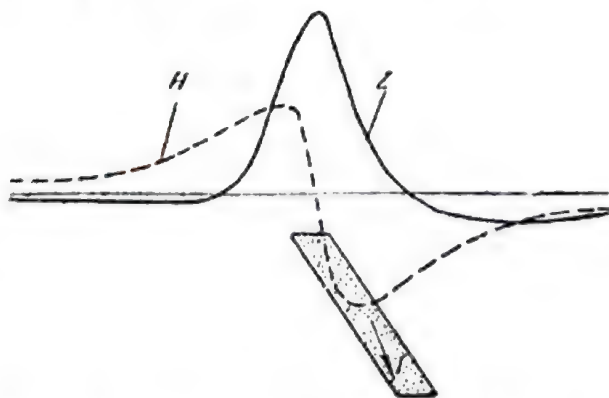


Fig. 217. Anomaliile elementelor cîmpului geomagnetic produse de un filon înclinat cu intensitatea de magnetizare aproape verticală.

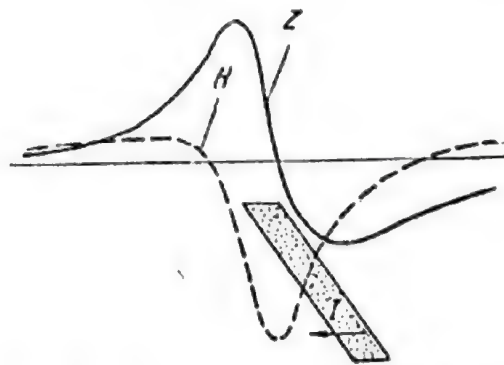


Fig. 218. Anomaliile elementelor cîmpului geomagnetic produse de un filon înclinat cu intensitatea de magnetizare orizontală.

înclinat, cu secțiunea un paralelogram, infinit extins în direcția perpendiculară pe planul figurii, caracterizat printr-o intensitate de magnetizare de mărimea I , dar care are respectiv direcții diferite, și anume aproape verticală (fig. 217) sau orizontală (fig. 218). După cum se poate lesne remarca anomaliile celor două elemente ale câmpului geomagnetic (componenta verticală Z și componenta orizontală H) au un aspect cu totul deosebit în cele două cazuri, cu toate că este vorba de același element geologic din subsol și de aceeași mărime a intensității de magnetizare a acestuia.

Din acest motiv, morfologia anomaliilor magnetice este mult mai puțin legată de forma obiectelor geologice care le produc, decât în cazul anomaliilor gravimetrice. În schimb, influența adâncimii obiectelor geologice asupra intensității și extinderii în suprafață a anomaliilor magnetice este mai activă decât în cazul anomaliilor gravimetrice.

Ca și la interpretarea altor tipuri de anomalii geofizice, atunci când se procedează la interpretarea geologică a rezultatelor prospecțiunii magnetometrice, trebuie ținut cont de caracterele geologice generale ale regiunii, de toate datele de informație geologică existente din lucrări de suprafață sau lucrări miniere și de proprietățile magnetice cele mai probabile ale rocilor și formațiunilor geologice prezente sau probabile în regiunea respectivă. Toate aceste date sînt studiate și analizate atent, pentru a formula cea mai judicioasă soluție cu privire la structura geologică sau prezența de concentrații de minerale utile din regiunea respectivă.

Pentru a lămuri modul în care se efectuează interpretarea geologică a anomaliilor magnetice, vom prezenta mai jos cîteva cazuri tipice pe categorii de probleme geologice, din care să reiasă principiile generale și natura rezultatelor practice care se pot obține.

a. Probleme de geologie structurală. Moldova de nord. Regiunea care a făcut obiectul acestei cărări magnetometrice regionale este caracterizată prin predominanța la suprafață a depozitelor sarmațiene, acoperite parțial de formațiuni cuaternare. Așa cum reiese din datele unor foraje de explorare, sub acestea se găsesc depozite tortoniene, cretacice și siluriene, această serie sedimentară repauzînd pe un fundament de șisturi cristaline (platforma podolică).

În figura 219 este reprodusă, după Botezatu ¹, imaginea variației absolute a componentei verticale a câmpului geomagnetic în această regiune, obținută prin legarea măsurărilor relative efectuate cu magnetometrul vertical de stațiile absolute de la Tg.-Frumos, Pașcani și Dolhasca.

În figurile 220 și 221 sînt reproduse imaginile anomaliilor absolute a componentei verticale a câmpului geomagnetic, folosind reducerea câmpului normal atît după formulele lui M. RÖSSIGER, valabile pentru Europa centrală (fig. 220), cît și după formulele L. CONSTANTINESCU și colaboratorii (fig. 221). Cu această ocazie este de remarcat aspectul câmpului geomagnetic normal (componenta verticală) pentru o porțiune din teritoriul țării noastre.

Avînd în vedere că din punct de vedere calitativ cele două imagini ale anomaliilor componentei verticale a câmpului geomagnetic sînt perfect compa-

¹ R. Botezatu, *Măsurători magnetice regionale în Moldova de nord*, D. S. Com. Geol., XLIII, 1962.

rabile, interpretarea geologică care va fi prezentată mai jos este valabilă pentru oricare din ele.

Regiunea cercetată magnetic în Moldova de nord se prezintă ca avînd două regimuri de distribuție a anomaliei magnetice complet diferite. Pe această



Fig. 219. Variația absolută a componentei verticale a cîmpului geomagnetic din Moldova de nord.

bază se poate raiona regiunea în două compartimente distincte, unul estic și altul vestic, separația între ele făcîndu-se după o linie care ar uni aproximativ localitățile Suhărau, Corlăteni, Costești și Bălușeni.

Compartimentul estic prezintă variații intense a anomaliei magnetice, fiind dominat de prezența a patru anomalii majore de maxim, localizate în vecinătatea localităților Hudești-Arborea, Tomești-Gurbănești, Mileanca și Săveni și care împreună cu altele de mai mică amploare pot fi grupate pe următoarele linii anormale principale:

- linia de maxim Hudești-est—Arborea-est—Vorniceni;
- linia de minim Darabani—Havîrna—Vorniceni;
- linia de maxim Mileanca-vest—Stiubeeni—Tomești—Gurbănești;
- linia de minim Bivolul Mare—Drăgușeni—Vlăsinești-vest—Dăngeni;
- linia de maxim Săveni;
- linia de minim est Mihălășeni;

Compartimentul vestic are un aspect mult mai puțin perturbat, curbele de egală valoare a anomaliei prezentînd închideri locale sau un tracet ezitant, fără o direcție preferențială de orientare, caracteristici proprii zonelor de valori aproape staționare.



Fig. 220. Anomalia absolută a componentei verticale în Moldova de nord (cîmpul normal după M. Rössiger).

În regiunea Moldova de nord, cîmpul magnetic, în general puternic perturbat (mai ales în compartimentul estic), nu poate fi legat cauzal de elementele geologice de suprafață. Reflectînd repartitia maselor magnetice din fundament, anomalia magnetică confirmă prezența în subsolul acestei regiuni a unei părți din platforma podolică.

Fundamentul platformei podolice reprezintă o veche carapace a crustei terestre, erodată încă din arhaic pînă la aspectul apropiat de acela al unei peneplene, fără a avea însă o suprafață perfect tabulară. În constituția ei stau la bază granitele și șisturile cristaline. Prezența acestui material la adîncime relativ redusă, îndeosebi în zona nord-vestică a regiunii cercetate, prin proprietățile lui magnetice intense care îl caracterizează produce perturbațiile cîmpului geomagnetic din compartimentul estic. Anomaliile magnetice intense din acest compartiment sînt datorite probabil unor resturi de relief sub formă

de ondulațiuni pe fața superioară a fundamentului platformei, asociate cu diferențieri locale în compoziția materialului care o constituie.

În compartimentul vestic, variațiile mici de valoare a anomaliei magnetice arată absența în substratul acestui compartiment a unor roci cu proprietăți magnetice ridicate.

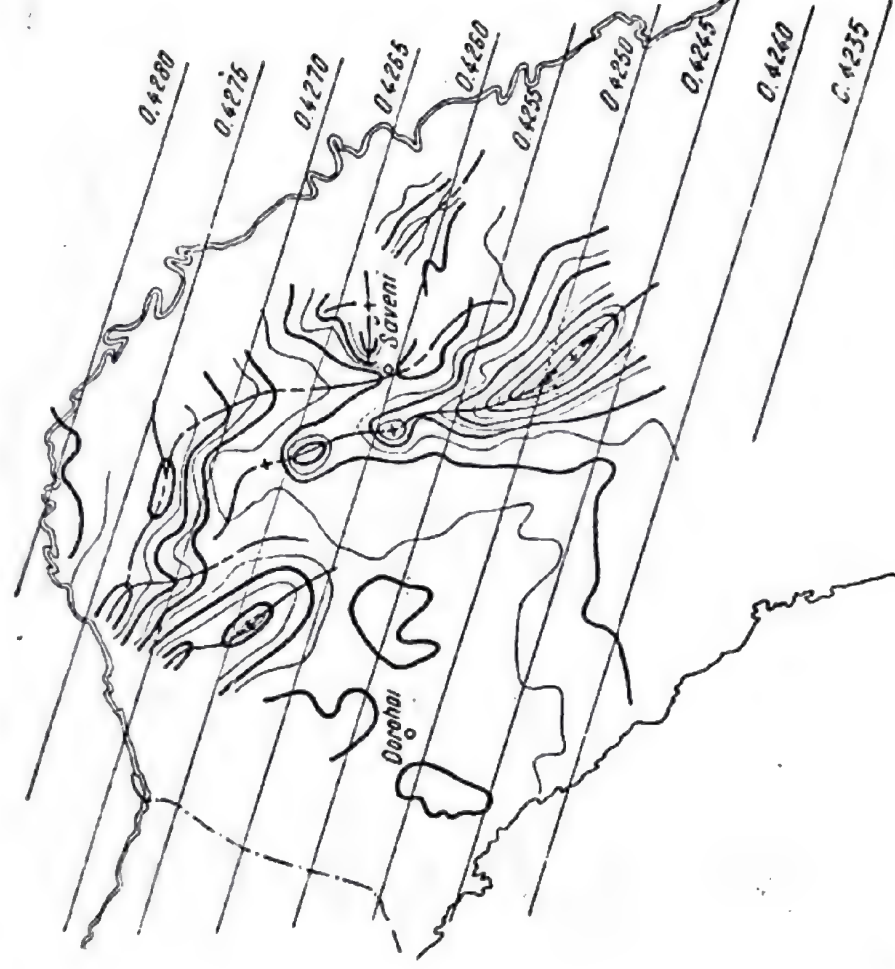


Fig. 221. Anomalia absolută a componentei verticale în Moldova de nord (câmpul normal după L. Constantinescu și colaboratori).

Diferențierea de caracter magnetic a celor două compartimente din Moldova de nord s-ar datora deci unei diferențieri a materialului care intră în constituția fundamentului platformei podolice.

În concluzie, ridicarea magnetică regională din Moldova de nord aduce următoarele date de informație mai importante pentru cunoașterea structurii geologice ascunse ale acestei regiuni:

Harta magnetică în această regiune reflectă efectul magnetic al platformei podolice, avînd drept cauză materialul de bază al platformei, care are o intensitate de magnetizare mai ridicată în valoare decît a sedimentelor pe care le suportă.

Linia Suhărau — Corlățeni — Costești — Bălușeni ar reprezenta o linie de contact în platformă, despărțind-o, în două zone constituite din roci cu

intensitate de magnetizare nel diferită. Proprietățile magnetice la est de această linie ar fi mult mai ridicate și variabile în cuprinsul ei, datorită variației rocilor care intră în constituția platformei; cauza puternicelor anomalii locale rezidă probabil în prezența maselor granitice de platformă, cu conținut de magnetită relativ ridicat. La vest de linia specificată, proprietățile magnetice sînt mult mai slabe, în constituția platformei dominînd probabil șisturi cristaline.

Este posibil ca linia de demarcație a celor două zone cu caractere magnetice diferite să corespundă unei linii după care fundamentului precambrian din est i s-ar fi alipit un bloc paleozoic vestic, care ar face corp comun cu platforma.

Și acest exemplu relevă natura informațiilor pe care prospecțiunea magnetometrică le poate furniza în regiuni în care absența unor date de explorare prin foraje sau lucrări miniere nu permite decît formularea de ipoteze cu privire la caracteristicile structurii geologice ascunse și complet necunoscute.

b. Probleme de geologie economică în terenuri sedimentare

1) *Zăcămintele de sare*. Prospecțiunea magnetometrică a masivelor de sare este în general posibilă, datorită caracterului diamagnetic al sării, cu condiția ca formațiunile sedimentare în care acestea se găsesc să fie cît mai accentuat paramagnetice.

În general însă, această prospecțiune trebuie efectuată cu multe precauții, deoarece anomaliile magnetice produse de masive de sare sînt întotdeauna de intensitate mică (10—20 γ).

O primă încercare de prospectare prin metoda magnetică a masivelor de sare din țara noastră a fost făcută de Gh. Russo¹, la masivul de sare de la Florești-Prahova. În figura 222 sînt reproduse după acest autor două profiluri de variație a componentei verticale ΔZ , din care apare clară scăderea valorilor acestei mărimi deasupra masei sării, precum și trecerea bruscă la valori mai mari, în general pozitive, înregistrată la limita sării cu sedimentele înconjurătoare.

O altă încercare de acest fel a fost făcută de Șt. Airinei² în regiunea Ocnele Mari—Ocnița. În această regiune, sarea se găsește stratiform în tertonianul interior, prezentînd îngrămădiri locale, în parte diapire, atingînd astfel grosimi de circa 250 m în axele anticlinale.

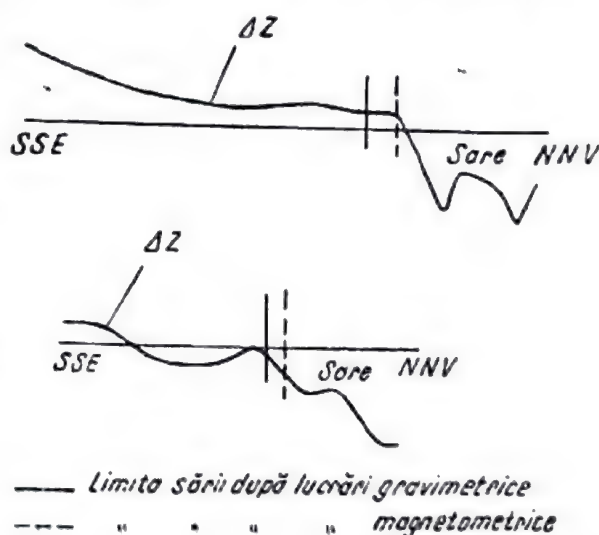


Fig. 222. Profiluri arătînd variația componentei ΔZ peste masivul de sare de la Florești (Prahova).

¹ Gh. Russo, *Încercare de aplicare a metodei magnetice la prospectarea domului de sare de la Florești*, D. S. Institutul geologic, XVIII, 1931.

² Șt. Airinei, *Cercetări magnetice pentru sare în regiunea Ocnele Mari—Ocnița*, D. S. Comitetul geologic, XLII, 1959.

În figura 223 este reprodus un profil de variație a componentei verticale ΔZ în această regiune, în paralel cu o secțiune geologică construită de Gr. Popescu pe baza datelor cartării geologice și a citorva sonde de explorare. Se poate remarca faptul că anomalia magnetică urmărește în general structura geolo-

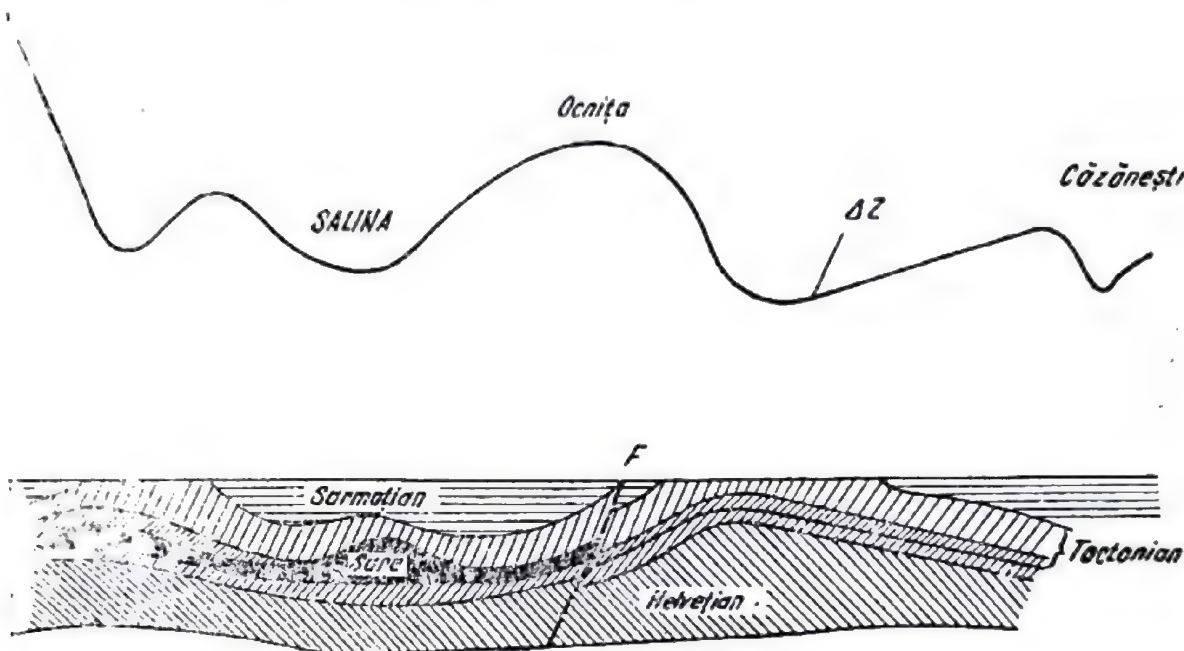


Fig. 223. Variația componentei verticale ΔZ în regiunea Ocnele Mari—Ocnița.

gică, aceasta datorită prezenței tufului cu globigerine din tortonianul inferior, care are proprietăți magnetice mai ridicate decât celelalte roci sedimentare care sînt prezente. Îngrămădirile de sare sînt marcate prin scăderi mai accentuate ale valorilor ΔZ . Și în această regiune, anomaliile magnetice sînt slabe, de ordinul a 10—15 γ . Așa cum se poate remarca din figura 223, nu toate minimele magnetice corespund îngrămădirilor de sare, ceea ce poate ușor conduce la o interpretare geologică eronată a unor astfel de anomalii.

De aceea, prospecțiunea geofizică a sării este recomandabilă prin metode gravimetrice care funcționează cu mai mult succes în problemele de sare, metodele magnetometrice fiind în acest caz doar un auxiliar pentru controlul anomaliilor geofizice.

2) *Zăcămintele de bauxită*. În figura 224 este reprodus, după Logacev (1951), un profil al variației componentei verticale ΔZ peste un zăcămint de bauxită din U.R.S.S. Zăcămintul este stratiform, cuprins în calcare, la suprafață regiunea fiind acoperită cu un strat subțire de aluviuni.

Anomalia ΔZ prin poziția ei indică localizarea capului de strat de bauxită la suprafață și prin asimetria ei dă indicații asupra înclinării și dezvoltării în adîncime a stratului de bauxită.

Aplicațiile prospecțiunii magnetometrice la descoperirea de elemente geologice interesante din punct de vedere economic și situate în zone cu roci sedimentare nu se limitează numai la zăcămintele de sare și bauxită, ci se extind

și la structuri petrolifere sau gazeifere, bazine carbonifere etc. Toate acestea se reflectă în variațiile câmpului geomagnetic sub formă de anomalii de intensitate diferită, după mărimea contrastului de masă magnetică care le caracterizează. Atunci când condițiile de aplicabilitate a prospecțiunii magnetome-

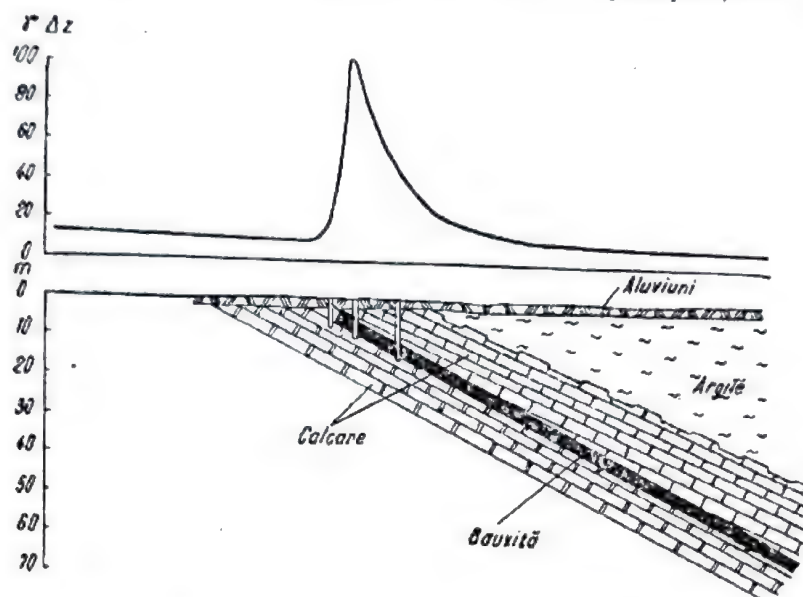


Fig. 224. Variația componentei verticale ΔZ peste un zăcămînt stratiform de bauxită din U.R.S.S.

trice sînt satisfăcute și apar anomalii magnetice cartabile, acestea dau indicații interesante care ajută efectiv la descifrarea structurii geologice din subsol.

c. Probleme de geologie economică în terénuri cristaline și eruptive

1) *Zăcămînte de minereu de fier.* Ca un exemplu din această categorie este prezentată harta prospecțiunii magnetometrice din zona zăcămîntului de magnetită de la vîrful Rusca, situat în partea vestică a Masivului Poiana Ruscă din patria noastră, reprodusă după Bărbat (Man. Ing. de Mine, 1952).

Zăcămîntul de magnetită este situat în șisturi cristaline și se găsește probabil în legătură cauzală cu erupțiile de roci banatitice care au avut loc în această regiune.

După cum se poate remarca, harta componentei verticale ΔZ a câmpului geomagnetic scoate în evidență șase zone de maxim a acestei mărimi (marcate în figura 225 cu semnul $+$) și care se găsesc situate pe trei direcții principale, paralele între ele și de orientare generală nord-est—sud-vest, corespunzînd zonelor de îmbogățire în magnetită.

Cea mai importantă dintre ele este zona centrală în care anomalia magnetică atinge valoarea maximă de $+7\,000\ \gamma$, celelalte atîngînd valori maxime între $+1\,000$ și $+6\,000\ \gamma$.

Între direcțiile de maxim a componentei verticale se insinuează direcții de minim a acestei mărimi, de-a lungul cărora se găsesc anomalii închise, a căror intensitate variază între $-2\,000$ și $-6\,000\ \gamma$.

Este de asemenea de remarcat că în afara zăcămîntului câmpul geomagnetic este complet neperturbat.

Trebuie de asemenea subliniat faptul că manifestarea corpurilor de magnetită fiind dipolară (prin anomalii de maxim magnetic conjugate cu anomalii de minim), aceasta ne dă o indicație prețioasă, și anume că acești corpi sînt puternic înclinați față de suprafața solului.

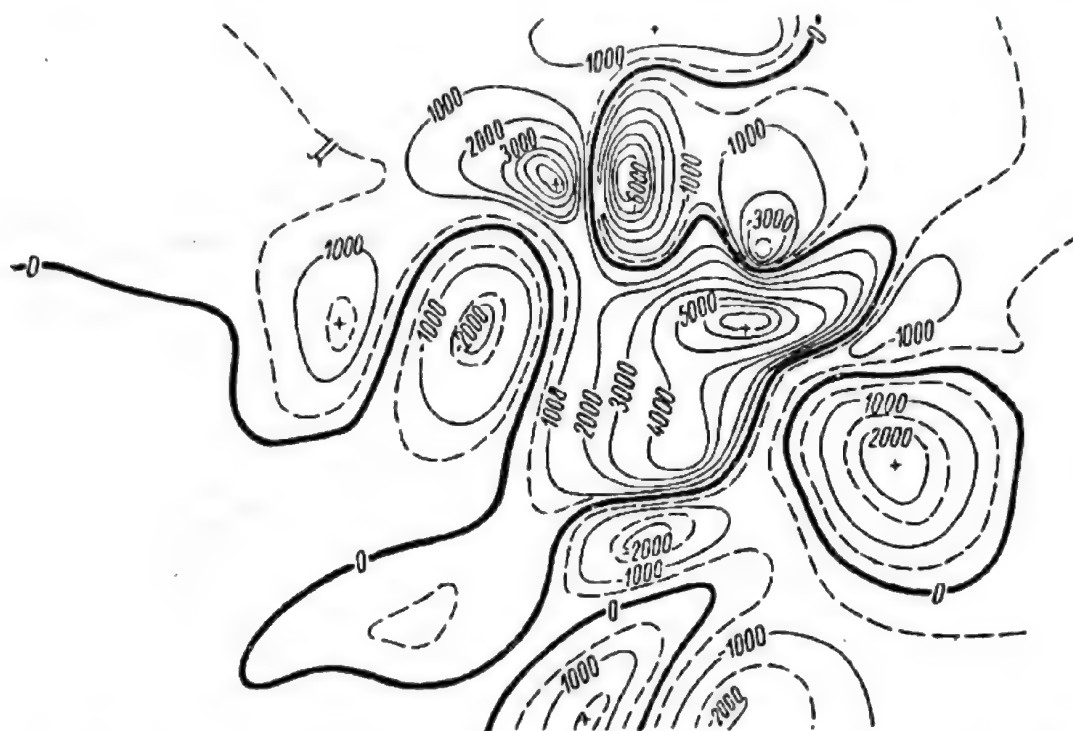


Fig. 225. Anomalia componentei verticale a cîmpului geomagnetic deasupra zăcămintului de magnetită de la vîrfurile Rusca.

Un alt exemplu interesant îl constituie cazul unor filoane de pirotină din U.R.S.S. În figura 226 este reprodusă, după Logacev (1951), harta anomaliei componentei verticale ΔZ , precum și două profiluri transversale pe axul longitudinal al anomaliei, deasupra unuia din aceste filoane de pirotină.

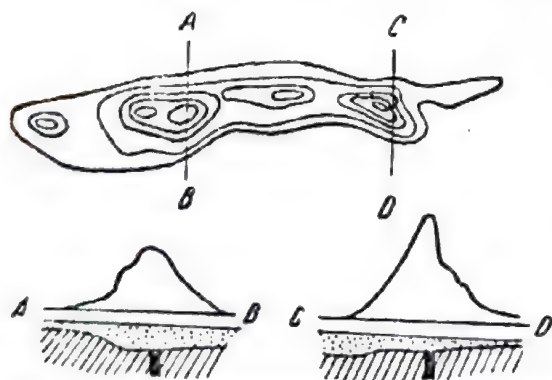


Fig. 226. Anomalia cîmpului magnetic (ΔZ) deasupra unui filon de pirotină.

Filoanele de pirotină au o poziție aproape verticală, lucru care se poate constata din caracterul simetric al anomaliei magnetice.

Descoperirea acestor filoane a fost posibilă numai prin prospecțiunea magnetometrică, deoarece regiunea este acoperită cu un pachet de aluviuni de grosime variabilă.

În cele ce urmează reproducem, după Cristescu și colaboratori¹, cazul

¹ Tr. Cristescu, Dr. Romanescu, A. Soare and A. Ștefănescu, *Some results of magnetometric explorations in the Rumanian People's Republic*, *Revue de géologie et de géographie*, IV, 2, 1960.

interesant al prospecării prin metoda magnetometrică a unor zăcăminte de titanomagnetit vanadifer în regiunea Ciungani din țara noastră. Rocile prezente în regiune sînt reprezentate de un complex bazaltic, care acoperă o pînză eruptivă constituită din gabrouri și dolerite și care reprezintă o structură pseudo-stratificată constituită din patru orizonturi, și anume:

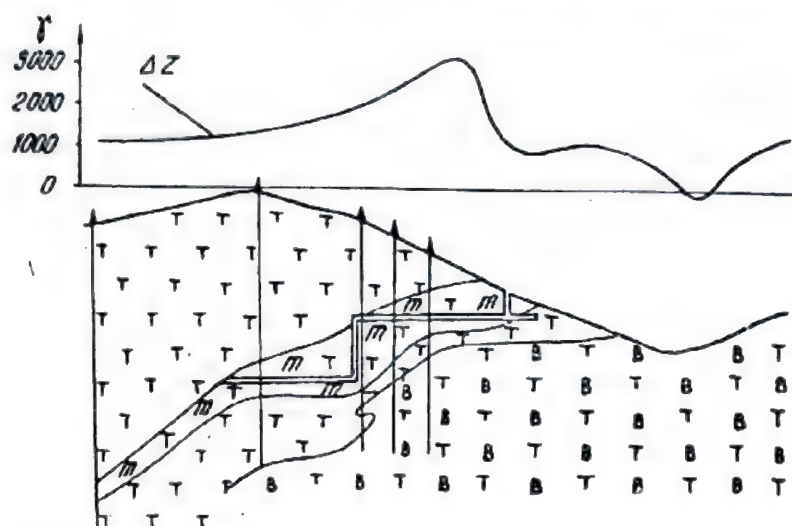


Fig. 227. Profil indicind variația componentei verticale ΔZ și secțiunea geologică în regiunea Ciungani.
(T = gabbro cu diopsid; Tm = gabbro cu magnetit; Tb = beerbachit).

- orizontul gabbroului cu diopsid;
- orizontul gabbroului cu magnetit;
- orizontul doleritic;
- orizontul beerbachitic.

Orizontul gabbroului cu magnetit este acela care conține titanomagnetit vanadifer și ilmenit.

În figura 227 este reprodus un profil al componentei verticale ΔZ în paralel cu secțiunea geologică, din care apare clară corelația strînsă dintre variația acestei mărimi fizice și prezența, forma și poziția în subsol a orizontului gabbroului cu magnetit.

2) *Zăcăminte de nichel și cupru*. În figura 228 este reprodusă, după Jakoski (1950), variația componentei verticale a cîmpului geomagnetic peste zăcămîntul de la Sudbury, Canada.

Zăcămîntul este constituit din sulfuri de nichel și cupru, cu un conținut destul de ridicat de pirotină, și se găsește situat între norite și complexul FOOTWALL, fiind acoperit cu un pachet de morene glaciale, a cărui grosime variază între 16 și 100 m.

Se poate remarca din figura 228 că variația componentei verticale ΔZ indică clar, prin asimetria profilului, poziția la suprafață a zăcămîntului și înclinarea lui, indicații confirmate de explorările prin foraje care s-au efectuat ulterior.

Este de remarcat faptul că, în acest caz, prin prospecțiunea magnetometrică s-au determinat indirect sulfurile de nichel și cupru care prezintă interes eco-

nomie, datorită prezenței în zăcămintă a pirolinei cu care acestea sînt asociate mineralogic.

3) *Zăcămintă de minereu de crom.* În figura 229 este reprodus, după Sulhi Yüngül¹, un profil de variație a componentei verticale ΔZ , deasupra unor lentile de cromit din regiunea Gölalan, Turcia.

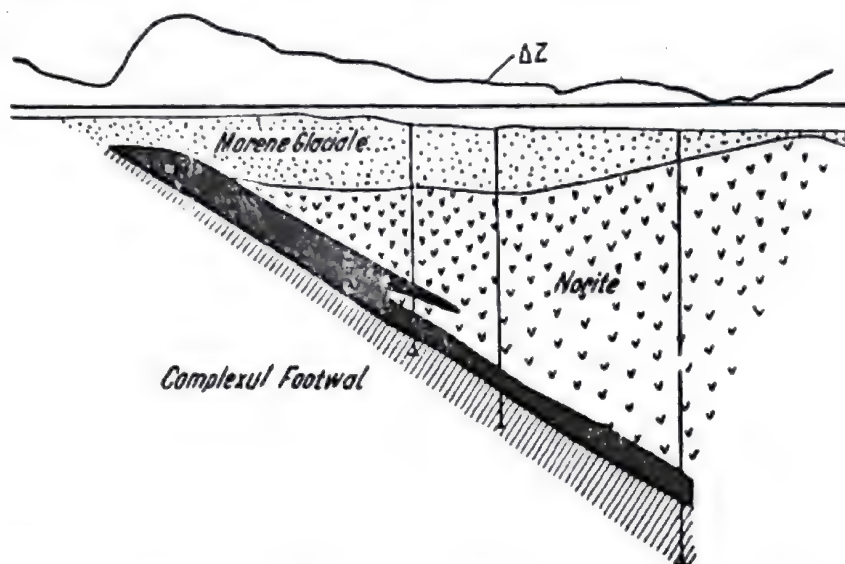


Fig. 228. Profil magnetic peste zăcămintul de la Sudbury, Canada.

În această regiune se găsesc lentile de segregatie magmatică de cromit, în roci serpentinite și peridotitice. Față de aceste roci, susceptibilitatea magnetică a cromitelor se găsește în următoarele raporturi:

Cromit/norit, gabbro	= 2
Cromit/dunit	= 6
Cromit/serpentin	= 10—18
Cromit/harzburgit	= 17.

După cum se poate remarca, componenta verticală ΔZ dă, prin anomalii de maxim care depășesc 2 000 γ , indicații prețioase asupra prezenței în subsol a acestor lentile ascunse de cromit.

4) *Zăcămintă de minereuri de mangan.* Din această categorie este reprodus exemplul unui zăcămintă sub formă de cuiburi de minereu, situate în roci tufitice, din U.R.S.S. (Logacev, 1951).

În figura 230 sînt reprezentate curbele de variație a componentei verticale ΔZ deasupra unor astfel de cuiburi de minereu de mangan. Se remarcă faptul că acestea se reflectă în anomalia cîmpului geomagnetic cu intensități relativ slabe (200—300 γ), însă suficient de clar față de rocile înconjurătoare, ceea ce permite ca localizarea minereului să se poată face în bune condiții.

Pentru determinarea zăcămintelor de minereuri de mangan a fost experimentată prospecțiunea magnetometrică și pe teritoriul țării noastre, cu rezultate foarte bune, îndeosebi în Munții Lăpușului.

¹ Sulhi Yüngül, *Prospecting for chromite with gravimeter and magnetometer over rugged topography in east Turkey*, Geophysics, XXI, 2, 1956.

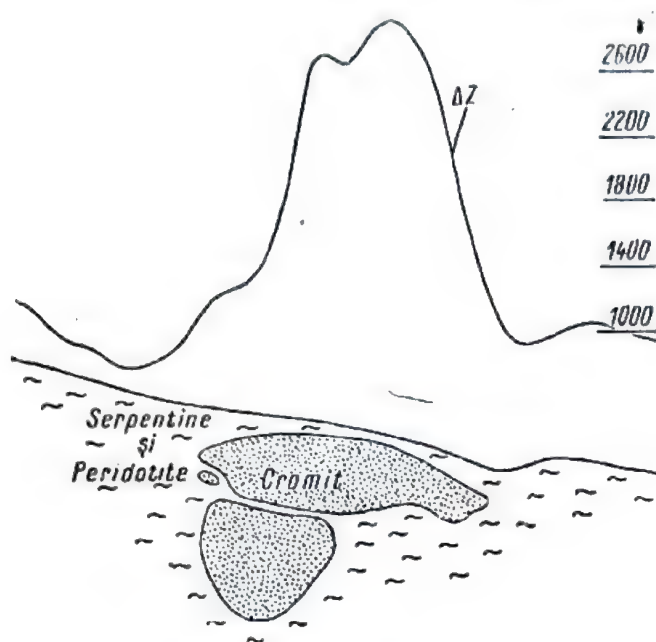


Fig. 229. Variația componentei verticale ΔZ deasupra unor lentile de cromit din regiunea Gölalan, Turcia.

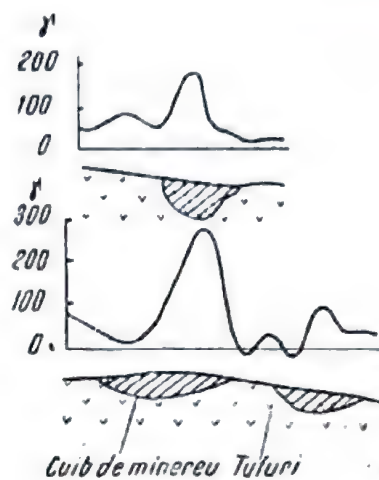


Fig. 230. Profiluri ΔZ deasupra unor cuiburi de minereu de mangan din U.R.S.S.

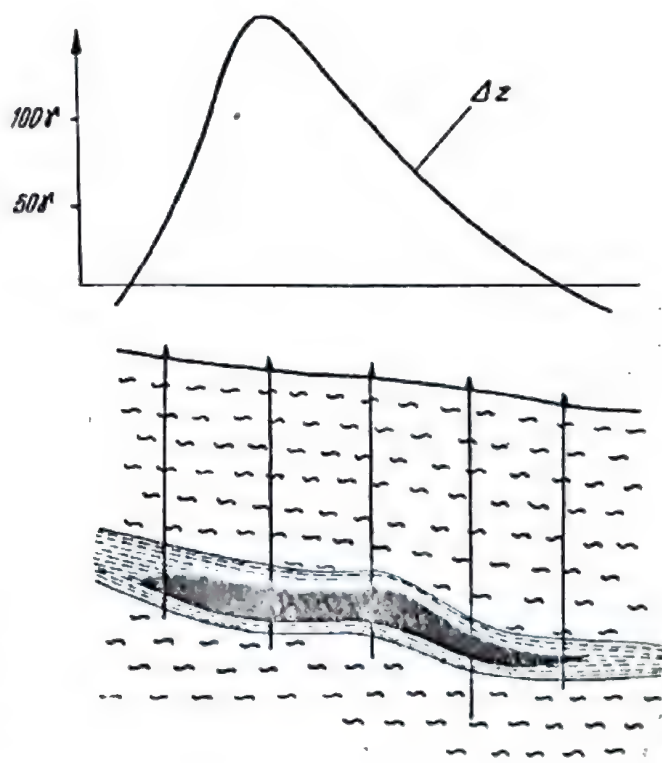


Fig. 231. Profil indicând variația componentei verticale ΔZ și secțiunea geologică, transversal la anticlinalul de șisturi cristaline cu mineralizații de Mn și Fe din regiunea Răzoare.

Un exemplu concludent în acest sens îl constituie rezultatele prospecțiunii magnetometrice din regiunea Răzoare.

În figurile 231 și 232 sînt reproduse, după Cristescu și colaboratori¹, un profil transversal, respectiv longitudinal peste flancul de sud-est al anticlina-

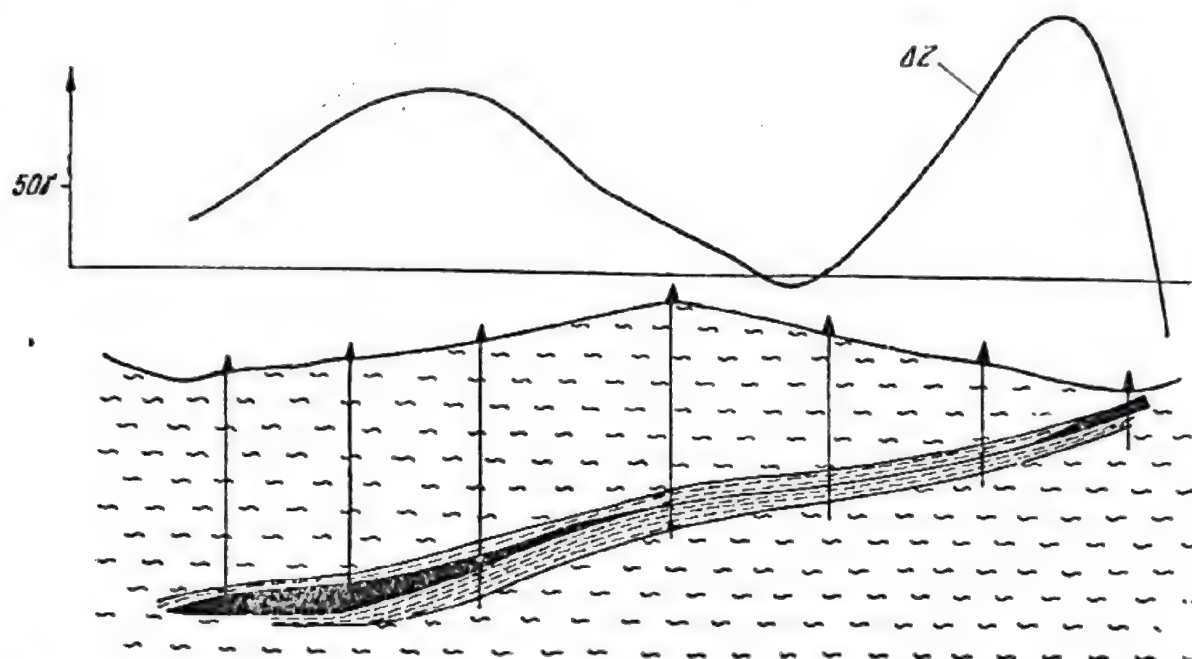


Fig. 232. Profil indicînd variația componentei verticale ΔZ și secțiunea geologică, longitudinal pe anticlinalul de șisturi cristaline cu mineralizații de Mn și Fe din regiunea Răzoare.

lului de șisturi cristaline cu mineralizații de Mn și Fe. Șisturile cristaline sînt de tip mezozonal, reprezentate prin paragneise, micașisturi, cuarțite, calcare și dolomite cristaline. Mineralele de mangan și fier (danemovit, pyrox-mangit, knebellit, spessartină, psilomelan, piroluzită, limonit, magnetit, jacobsit etc.) sînt legate de complexul paragneisselor în care, interstratificate conform, sînt prezente cuarțitele negre.

În figurile 231 și 232 se vede clar cum variația componentei verticale ΔZ a cîmpului geomagnetic dă indicații prețioase asupra prezenței în subsol a cuarțitelor negre cu mineralizații de Mn și Fe. Totodată forma curbelor de variație a lui ΔZ arată și direcția în care lentilele de mineralizație se scufundă în adîncime.

Anomalia magnetică este produsă în acest caz de prezența în zăcămint a magnetitei și a jacobsitului, un silicat de mangan cu proprietăți magnetice intense.

Rezultatele comparabile au fost obținute și în regiunea Delinești. În această regiune sînt prezente de asemenea șisturi cristaline de tip mezozonal în următoarele forme: complexul micașisturilor, complexul gneisselor,

¹ Tr. Cristescu, Dr. Romanescu, A. Soare and A. Ștefănescu, *Some results of magnetometric explorations in the Rumanian People's Republic*, Revue de géologie et de géographie, III, 2, 1960.

complexul amfibolitelor, complexul tufogen manganifer și complexul șisturilor manganifere cu intercalații de magnetită și silicați și carbonați de mangan.

Desigur că exemple de acest fel pot fi înmulțite oricât de mult. Ceea ce este esențial de reținut este faptul că zăcămintele metalifere de minerale feromagnetice (cu minereuri de fier, crom etc.), ca și cele cu conținut în alte

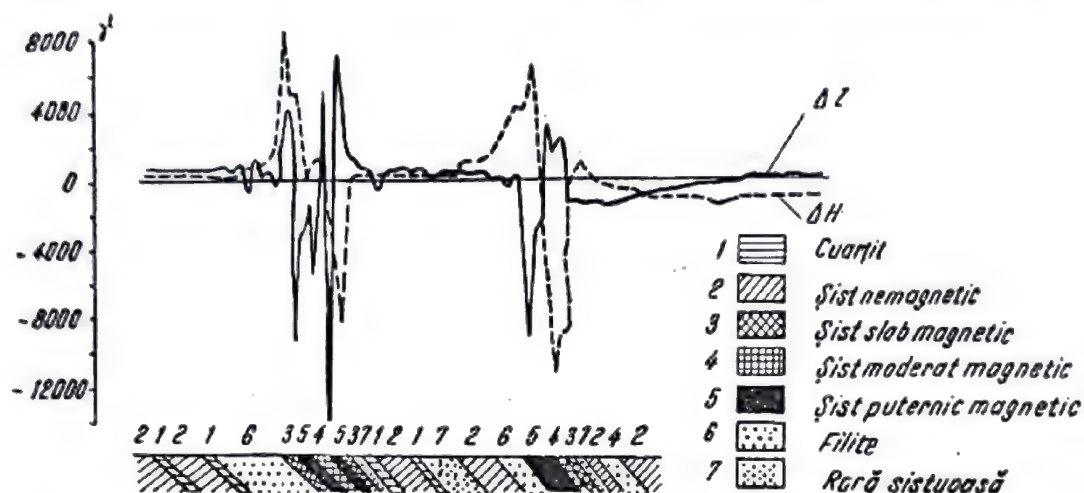


Fig. 233. Variația componentei verticale ΔZ și a componentei orizontale ΔH în regiunea Witwatersrand, Africa de sud.

elemente sau minerale interesante din punct de vedere economic (sulfuri de nichel și cupru, etc.), dacă sînt în asociații mineralogice cu minerale feromagnetice, cum este magnetita, pirotina etc., sînt prospectabile cu succes prin metodele magnetometrice, bineînțeles cu limitarea fundamentală ca aceste zăcămintele să se găsească în contrast de masă magnetică cu rocile în care se găsesc.

5) *Zăcămintele aurifere.* În lumina celor expuse mai sus considerăm interesant de prezentat și cazul zăcămintelor de aur din regiunea Witwatersrand din Africa de sud. În această regiune, zăcămintele de aur sînt reprezentate prin strate de conglomerate aurifere, intercalate între cuarțite negre, șisturi cu un conținut variabil de magnetită, dolomite și roci vulcanice stratificate, puternic metamorfozate și faliolate. Localizarea conglomeratelor aurifere a fost posibilă prin prospecțiunea magnetometrică pe cale indirectă, prin localizarea șisturilor cu un conținut variabil de magnetită cu care conglomeratele se găsesc în relații bine definite în sistemul Witwatersrand.

În figura 233 este reprodus, după Krahmann¹, un profil conținînd variația componentelor ΔZ și ΔH în această regiune.

d. Probleme de geologie tehnică

În acest gen de probleme geologice, prospecțiunea magnetometrică are aplicații interesante atît în ceea ce privește determinarea naturii rocilor, care

¹ R. Krahmann, *The geophysical magnetometric investigations of the West Witwatersrand areas between Randfontein and Petchefstroom, Transvaal*, Trans. Of. Geol. Soc. of South Africa, XXXIX, 1936.

constituie fundamentul unor zone în care se proiectează construcții mari, cât și în ceea ce privește delimitarea depozitelor de materiale de construcție. Pentru a ilustra modul în care sînt interpretate geologic rezultatele unor astfel de cercetări, dăm mai jos un exemplu:

Depozite de roci bazaltice. În figura 234 este reprodus, după Heiland (1946), un profil al variației componentei verticale ΔZ peste niște depozite de roci bazaltice, folosite ca material de construcție.

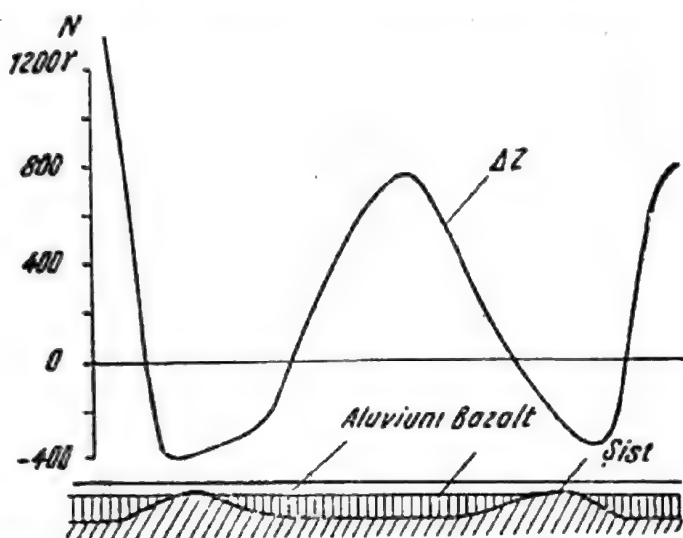


Fig. 234. Anomalia componentei verticale ΔZ peste depozite de roci bazaltice.

Depozitele sînt reprezentate de curgeri de lavă bazaltică peste un relief constituit din șisturi de vîrstă terțiară, regiunea fiind acoperită la suprafață de un strat de aluviuni.

Depozitele bazaltice s-au reflectat în variațiile cîmpului geomagnetic sub formă de anomalii de maxim, a căror intensitate a depășit 1 500 γ .

Ceea ce este demn de remarcat este că final, pe baza caracteristicilor anomaliilor magnetice obținute și îndeosebi a intensității acestora, s-a

putut face o diferențiere între depozitele de bazalte compacte care se pot folosi ca material de construcții și cele de bazalte alterate, inutilizabile în acest scop.

e. **Probleme de structură a rocilor superficiale rezolvate prin micromagnetism.** În țara noastră, cercetările de micromagnetism au început sporadic, ca un auxiliar al prospecțiunilor magnetometrice, după anul 1957.

În cele ce urmează vom prezenta cîteva exemple mai interesante.

Un prim exemplu îl constituie cercetările de micromagnetism efectuate de Șt. Airinei¹ în zona vulcanului andezitic de la Uroi (regiunea Hunedoara), al cărui material străpunge flancul sudic al anticlinalului de șisturi cristaline din partea sud-vestică a Munților Metaliferi. Din studiile geologice și petrografice cunoscute pînă în prezent rezultă că masa fundamentală a acestui vulcan este reprezentată de un andezit cu structură hypocristalină și textură masivă, intens silicifiată și pigmentată cu zone opace, frecvente fenocristale de piroxeni și minerale fenice.

Cercetările au fost făcute cu microrețele de 30×30 m, orientate cu una din laturi pe direcția nord-sud, echidistanța dintre stații fiind de 3 m.

În figura 235 este reprodusă imaginea microanomaliilor magnetice pe andezite, în zona versantului estic al vulcanului de la Uroi. Se constată orientarea preferențială a curbilor de egală valoare a microanomaliilor și variația intensă a cîmpului geomagnetic ($A = 202 \gamma$ și $G = 10,3 \gamma/m$).

¹ Șt. Airinei, *Magnetizări normale și inverse în regiunea vulcanului andezitic Uroi (regiunea Hunedoara)*, Studii și Cercetări de geologie, V, I, 1960.

În figura 236 este reprodusă imaginea microanomaliilor magnetice pe șisturi cristaline, în vecinătatea zonei de contact a acestora cu masa andezitică, în partea de sud-vest a vulcanului de la Uroi. Ea este net deosebită de precedentă, fiind caracterizată prin microanomalii magnetice închise, a căror axe nu au o direcție preferențială de orientare și prezentînd o variație mică de intensitate a acestora ($A = 24 \gamma$ și $G = 6.3 \gamma/m$).

În figura 189 sînt reproduse rozetele microanomaliilor magnetice pentru cele două cazuri de mai sus. Rozeta microanomaliilor magnetice pe andezit pune în evidență o direcție preferențială netă de orientare a microanomaliilor magnetice la $N 50^\circ E$, în timp ce cea pentru șisturi cristaline arată mai multe direcții preferențiale, dintre care una principală la $N 80^\circ E$.

Avînd în vedere și alte date nereproduse aici, obținute pe alte panouri de micromagnetism, din care reiese că microtectonica masei andezitice are direcții preferențiale în domeniul $N 40^\circ E - N 90^\circ E$, iar microtectonica șisturilor cristaline are direcții preferențiale în domeniul $N 25^\circ E - N 80^\circ E$, se poate trage concluzia că microtectonica masei andezitice se încadrează în microtectonica fundamentului cristalin.

Un alt exemplu îl constituie cercetările micromagnetice, efectuate de Șt. Airinei

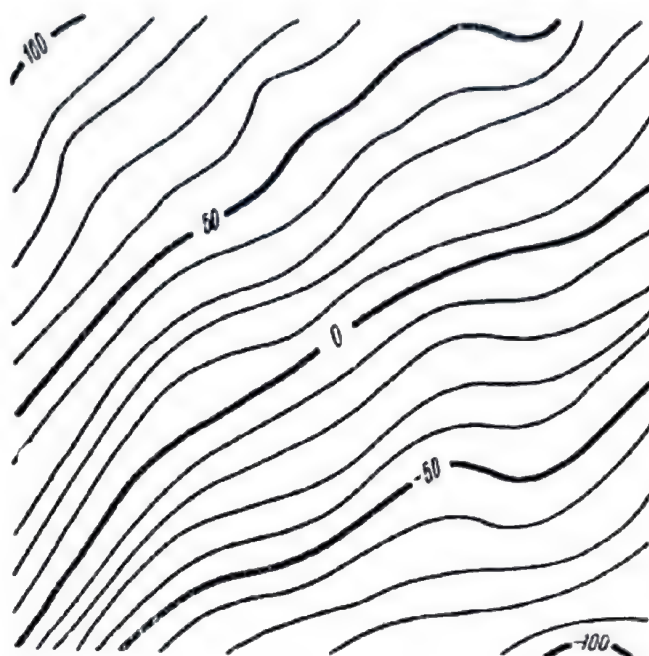


Fig. 235. Imaginea microanomaliilor magnetice pe versantul estic al andezitului de la Uroi.



Fig. 236. Imaginea microanomaliilor magnetice pe șisturi cristaline, în vecinătatea zonei de contact al acestora cu masa andezitică în partea de sud-vest a vulcanului de la Uroi.

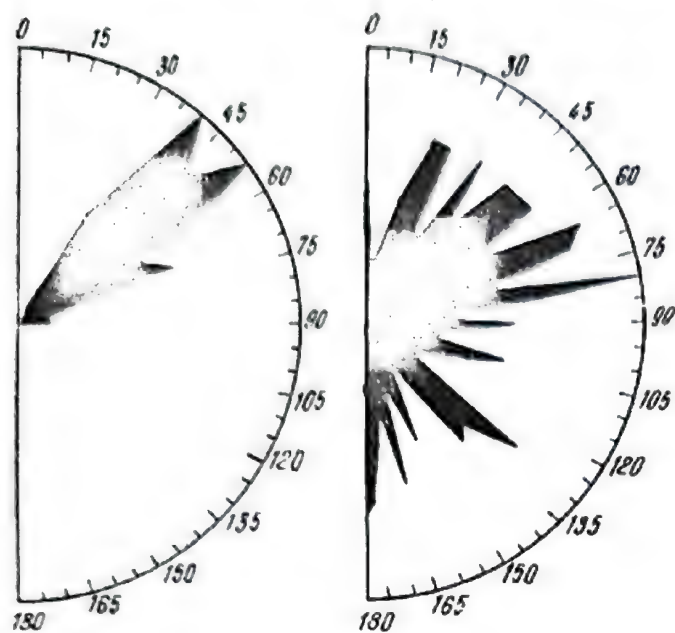


Fig. 237. Rozetele microanaliilor magnetice pentru andezit (stînga) și șisturi cristaline (dreapta) construite pe baza imaginilor microanaliilor magnetice din figura 235 figura 236.

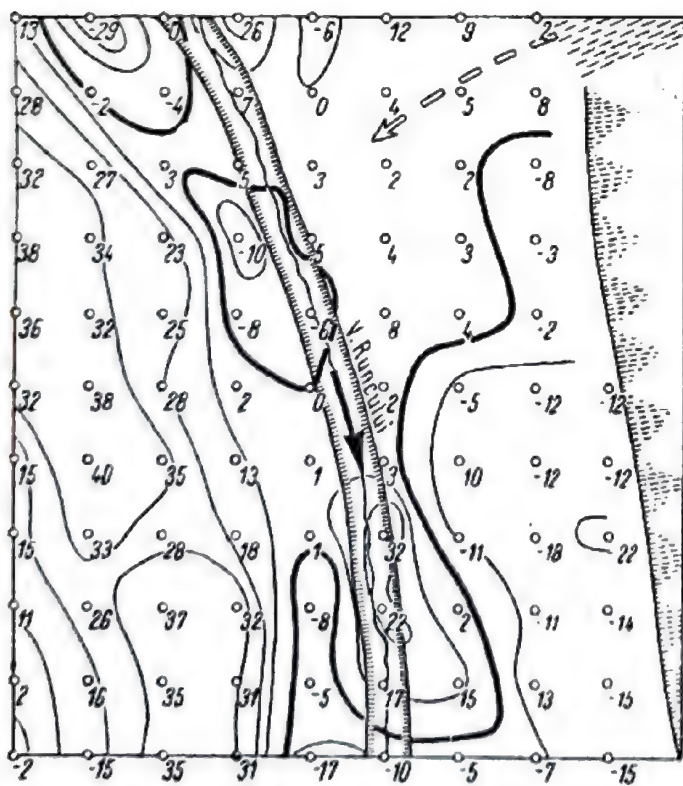


Fig. 238. Imaginea microanomaliei magnetice pe aluviunile din Valea Runcului ($A = 69 \gamma$; $G = 14 \gamma/m$).

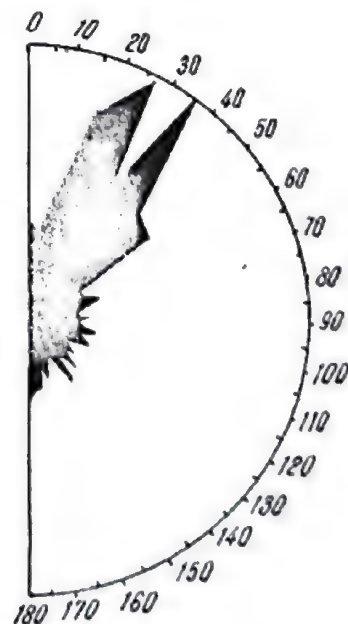


Fig. 239. Rozeta microanomaliilor magnetice pe aluviunile din Valea Runcului

și Dr. Romanescu¹, pe aluviunile din partea estică a Masivului Poiana Ruscăi, pentru determinarea direcțiilor de depunere.

În figura 238 este reprodusă imaginea microanomaliilor magnetice pentru unul din panourile prezentate în lucrare, și anume acel de pe valea Runcului. Microanomaliile magnetice au o direcție sensibil paralelă cu aceea a văii Runcului, cu excepția părții estice a panoului, unde prezența unui perete abrupt constituit din calcare de Hunedoara și a unui mic torent cu con de dejecție deformează direcția acestora. Acest fapt apare și mai clar în rozeta microanomaliilor magnetice reprodusă în figura 239, care pune în evidență o direcție preferențială clară la N 30°V. Este de notat că direcția preferențială de sedimentare, măsurată pe teren de autori, este la N 20°V.

Exemplul de mai sus pune de asemenea în evidență corelația strânsă care există între orientarea microanomaliilor magnetice pe de o parte, și direcțiile de transport, pe de altă parte.

Așa cum s-a specificat mai înainte, precum și cu ocazia discutării aceleiași probleme în legătură cu prospecțiunea gravimetrică, în legătură cu interpretarea geologică a anomaliilor magnetice nu pot fi formulate criterii sau legi generale valabile în toate cazurile. Morfologia și intensitatea anomaliilor magnetice, datele geologice generale, date speciale din foraje sau lucrări miniere, proprietățile magnetice ale rocilor prezente, rezultatele prelucrării anomaliilor, comparația cu alte anomalii reale cu cauză geologică cunoscută etc., toate aceste elemente sînt folosite și adaptate de la caz la caz; succesul operației de interpretare geologică este însă condiționat de puterea de analiză și de sinteză, de pregătirea geologică generală și de experiența celui care face interpretarea.

Cum nu în toate cazurile putem dispune de suficiente date de informație, mai ales în regiunile nestudiate pînă la acea dată pentru anumite probleme, se întîmplă adesea că materialul pentru interpretarea geologică este constituit numai din anomalia magnetică cartată și unele date geologice generale din regiunea respectivă. În astfel de cazuri este evident că această operație se face în condiții cu mult mai grele.

CAPITOLUL XXXVI

INTERPRETAREA GEOLOGICĂ A ANOMALIILOR RADIOMETRICE

1. APLICABILITATEA PROSPECȚIUNII RADIOMETRICE. CAPACITATEA DE REZOLVARE A PROBLEMELOR GEOLOGICE

La baza aplicabilității prospecțiunii radiometrice stă contrastul care există între conținutul în elemente radioactive (cu care este proporțională intensitatea radiațiilor sau emanațiilor emise) a obiectului geologic de prospectat

¹ Șt. Airinei și Dr. Romanescu, *Efectul micromagnetic al unor aluviuni din regiunea de est a Masivului Poiana Ruscăi*, Studii și Cercetări de geologie, V, 2, 1960.

și conținutul în aceleași elemente a rocilor înconjurătoare. Cu cât acest contrast este mai mare în valoare și volumul ocupat de obiectul geologic în subsol este de asemenea mai mare, cu atât și metoda radiometrică va funcționa mai cu succes. Aplicabilitatea ei are însă și o altă limitare importantă în ceea ce privește adâncimea la care se găsesc în subsol obiectele geologice de prospectat, limitare care se datorește puterii reduse de penetrație a radiațiilor prin roci sau soluri care acoperă obiectul geologic. Din acest motiv, obiectele geologice prospectabile radiometric, în general zăcămintele de minerale radioactive, sînt numai cele care se găsesc la adîncimi foarte mici de la suprafață, de ordinul a cîțiva metri pînă la cîțiva zeci de metri maximum și ultimele numai în cazuri cu totul particulare.

2. TRĂSĂTURILE SPECIFICE ALE INTERPRETĂRII GEOLOGICE A ANOMALIILOR RADIOMETRICE. EXEMPLE

Ca și în cazul interpretării geologice a rezultatelor altor metode de prospecțiune geofizică bazate pe un cîmp natural, cum ar fi cele gravimetrice sau magnetometrice, interpretarea geologică a anomaliilor radiometrice este o operație delicată. Efectuarea cu eficiență a acestor operații este funcție de cunoașterea cît mai bună a caracteristicilor geologice de suprafață ale regiunii, de datele geologice de adîncime obținute din lucrări miniere sau foraje (dacă acestea există), precum și de experiența celui care face interpretarea.

Trăsătura specifică a reflectării obiectelor geologice în anomalii ale cîmpului de radiații sau de emanații este proporționalitatea directă a acestora cu contrastul de proprietăți radioactive pe care îl realizează obiectul geologic față de masa rocilor înconjurătoare din subsol. Datorită faptului că obiectele geologice au în general un conținut mai mare în elemente radioactive decît masa rocilor înconjurătoare, efectul acestora depășește cu mult valoarea fondului radiometric al regiunii, astfel încît marea majoritate a anomaliilor radiometrice sînt anomalii de maxim (excepție de la aceasta fac numai anomaliiile produse de zăcămintele de hidrocarburi). Din aceasta derivă o caracteristică importantă a morfologiei anomaliilor în procesul de interpretare geologică, și anume aceea că ea nu este în măsură să sugereze forma obiectelor geologice care produc anomaliile respective, deoarece diferite forme structurale ale rocilor sau ale zăcămintelor de substanțe minerale utile se reflectă în mod uniform în anomalii radiometrice de maxim.

Deoarece criterii generale de interpretare geologică nu pot fi stabilite nici în cazul anomaliilor radiometrice, se prezintă în cele ce urmează cîteva cazuri tipice din care să reiasă atît modul în care se reflectă în anomaliile radiometrice diversele tipuri de forme structurale cît și natura problemelor geologice rezolvabile prin acest gen de prospecțiune geofizică.

2.1. Probleme de geologie structurală. În această categorie intră problemele de delimitare a maselor de roci ascunse cu conținut mai ridicat de elemente radioactive, a faliilor, a contactelor geologice, a zonelor de fisurare etc.

Deși în general literatura de specialitate este săracă în astfel de exemple, unele aplicații ale prospecțiunii radiometrice din care prezentăm câteva exemple permit să ne facem o idee asupra naturii problemelor și a modului de rezolvare a lor prin prospecțiunea radiometrică.

a. **Regiunea Siegerland, R.F.Germană** (Heiland, 1946). În figura 240 este reprodus un profil geologic și radiometric din regiunea Siegerland transversal la o zonă de contact anormal între depozite devoniene și terțiare, acoperite de depozite glaciale.

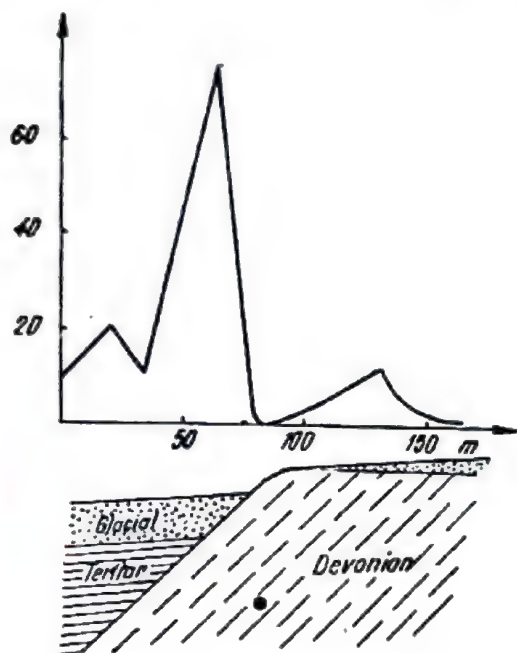


Fig. 240. Efectul radioactiv al unei zone de contact anormal din Siegerland, R.F.Germană.

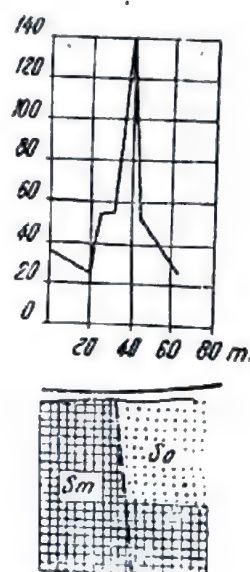


Fig. 241. Efectul radioactiv al unei falii.

Prospecțiunea radiometrică a fost efectuată de Mueller prin metoda emanometrică. După cum se poate constata, zona de contact anormal reprezintă o bună cale de migrare a emanațiilor din adâncime către suprafață, reflectându-se printr-o anomalie de aproape 80 de emani intensitate situată deasupra ei.

b. **Zonă de falie.** În figura 241 este reprodus un profil geologic și radiometric, după Haalek (1934), în care se găsesc în contact de front depozite ale Buntsandsteinului superior și mediu, acoperite la suprafață de depozite subțiri aparținând Muschelkalkului. Prospecțiunea radiometrică a fost efectuată tot prin metoda emanometrică. Aceleași observații pot fi făcute ca și în cazul precedent.

c. **Determinarea prezenței corpurilor eruptivi în depozite sedimentare.** Aceasta este o a doua categorie de probleme geologice din această grupă rezolvabile prin prospecțiunea radiometrică. Ca un exemplu concludent de modul cum se reflectă corpii eruptivi (dyckuri, lakkolite, piloni, etc.) ascunși în

masa rocilor sedimentare, în anomaliile radometrice, reproducem în figura 242 rezultatele obținute de Mueller deasupra unui dyck din regiunea Siegerland, R.F. Germană. Acest corp eruptiv străpunge roci de vîrstă devoniană, acoperite

la suprafață de un pachet subțire de depozite glaciale. Prospekțiunea radiometrică efectuată prin emanometrie a pus în evidență o anomalie de circa 50 de emani intensitate, circumscrisă corpului eruptiv din subsol pe care îl localizează cu precizie.

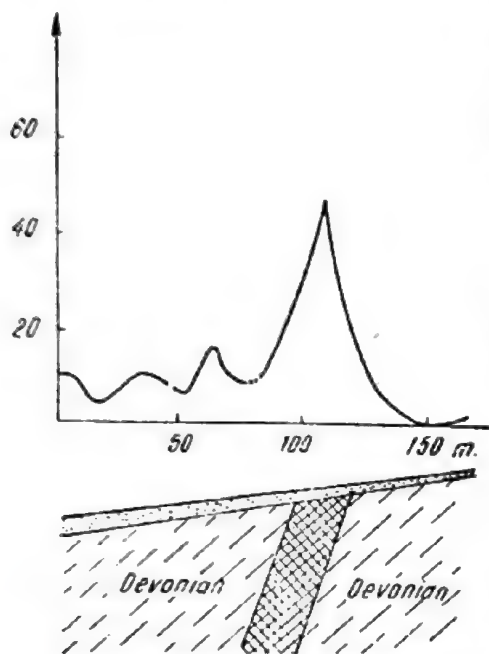


Fig. 242. Anomalia radiometrică deasupra unui dyck din regiunea Siegerland, R.F. Germană.

2.2. Probleme de geologie economică. Din această categorie de probleme geologice, care pot fi rezolvate prin metodele de prospekțiune radiometrică, fac parte următoarele probleme pe care le ilustrăm prin câteva exemple sugestive.

a. Zăcămintele bogate în minereuri radioactive.

1). *Filoane de pechblendă de la Great Bear Lake, Canada.* În figura 243 este reprodus, după Dobrin (1952), rezultatul prospekțiunii radiometrice efectuat de Ridland deasupra unui filon de pechblendă din Canada. Prospekțiunea a fost efectuată cu un contor Geiger-Müller și a pus în evidență o anomalie de peste 100 desc/min. a intensității

radiațiilor γ , circumscrisă proiecției pe suprafața solului a filonului respectiv.

2) *Canale cu mineralizație de uraniu de la Haliday Mesa, Colorado, S.U.A.¹.*

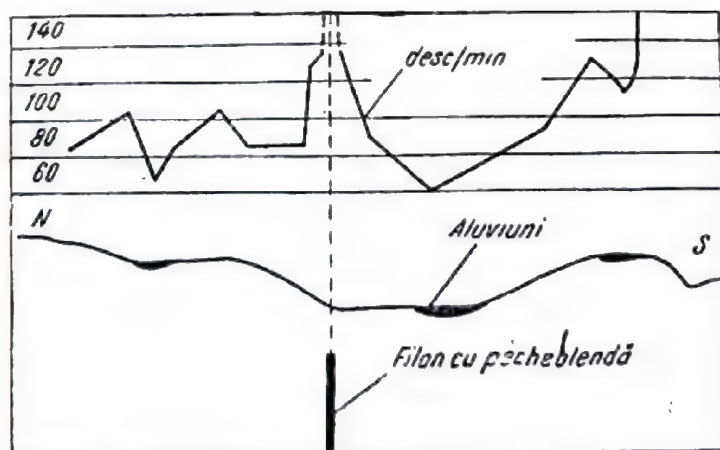


Fig. 243. Anomalia radiației deasupra unui filon de pechblendă de la Great Bear Lake, Canada.

¹ N. Milea, *Aspecte noi în prospekțiunea radiometrică a zăcămintelor de minereuri și cărbuni*, Revista minelor, 9, 1956.

În regiunea Holiday Mesa, zăcămintul de minereu de uraniu este reprezentat de canale cu mineralizații, conținând asociații mineralogice ale mineralelor de Cu-U, Cu-U-Va și U-Va. Aceste canale sînt situate la contactul dintre un pachet de roci terțiare (formațiunea Schinarump), care acoperă discordant roci aparținînd triasicului inferior (formațiunea Moenkopi). Structura generală a regiunii este de forma unui sinclinal, compartimentat prin mai multe fracturi și ale cărui flancuri are înclinări cuprinse între 2° și 8° .

Prospecțiunea radiometrică, efectuată de Y. W. Isachsen, a pus în evidență ariile de îmbogățire în minerale de uraniu reprezentate de aceste canale mineralizate.

b. **Zăcăminte de alte minerale, cu conținut sărac în minerale radioactive.** În această categorie intră zăcămintele interesante din punct de vedere economic pentru alte substanțe minerale utile, dar care, avînd un conținut sărac și de elemente sau minerale radioactive, pot fi prospectate cu ajutorul prospecțiunii radiometrice. Dintre acestea cităm ca mai interesante următoarele:

1) **Zăcăminte de siderit din U.R.S.S.** (A. N. Nesmeianov și colaboratori, 1959). Zăcămintul este reprezentat de o mineralizație hidrotermală de siderit, fluorină și baritină, cu minerale de uraniu diseminate în masa lor, legată de zonele tectonice ale depozitelor aparținînd silurianului superior și cambrianului (șisturi grezoase). La suprafață se găsește un pachet de aluviuni a cărui grosime variază între 0,5 și 7,0 m, iar partea superioară a zăcămintului este alterată, sideritul trecînd în hematit și limonit. Conținutul în U al aluviunilor de deasupra zăcămintului atinge $50-200 \times 10^{-4}\%$, creînd un contrast puternic față de rocile înconjurătoare, care au un conținut mediu de numai $3-5 \times 10^{-4}\%$.

Prospecțiunea radiometrică a fost efectuată prin măsurători în puncte situate într-o rețea de dreptunghiuri cu laturile de 20 m respectiv 100 m.

În figura 244 sînt reproduse rezultatele obținute prin ambele prospecțiuni (geochimică în partea de sus și radiometrică în partea de jos), semnele avînd următoarele semnificații:

- 1 — izolinii de concentrație în U, exprimate în unități $10^{-4}\%$;
- 2 — conturul corpului minier;
- 3 — izolinii de intensitate a radiației $\beta + \gamma$;
- 4 — curbe de nivel a reliefului topografic.

După cum se poate constata, asemănarea dintre rezultatele celor două feluri de prospecțiuni este foarte mare și intensitatea maximă a anomaliilor este circumscriasă sau plasată pe corpurile miniere de interes economic, ceea ce demonstrează eficiența celor două metode și îndeosebi a celei radiometrice care este cu mult mai eficientă decît cea geochimică.

2) **Zăcăminte de fosfat din Florida, S.U.A.** În figura 245 sînt reproduse după Moxham¹ rezultatele unei prospecțiuni aeroradiometrice efectuate deasupra minei de fosfat de la Polk County, Florida, S.U.A. Zăcămintul exploatat prin carieră deschisă este interesant din punct de vedere economic pentru conținutul în P_2O_5 , și conține în secundar uraniu în proporție de 0,011%. Conturul carierei este indicat în figură prin linia întreruptă. Mineralizația de fosfat este acoperită la suprafață de depozite de terasă aparținînd pleisto-

¹ R. M. Moxham, *Airborne radioactivity surveys in geologic exploration*, Geophysics, XXV, 2, 1960.

cenului și are un caracter stratiform, avînd o extindere în suprafață mult mai mare decît grosimea ei.

Prospecțiunea aeroradiometrică a fost efectuată cu un radiometru cu 4—6 contoare de scintilație, prin profiluri la distanța de 400 m (indicate în

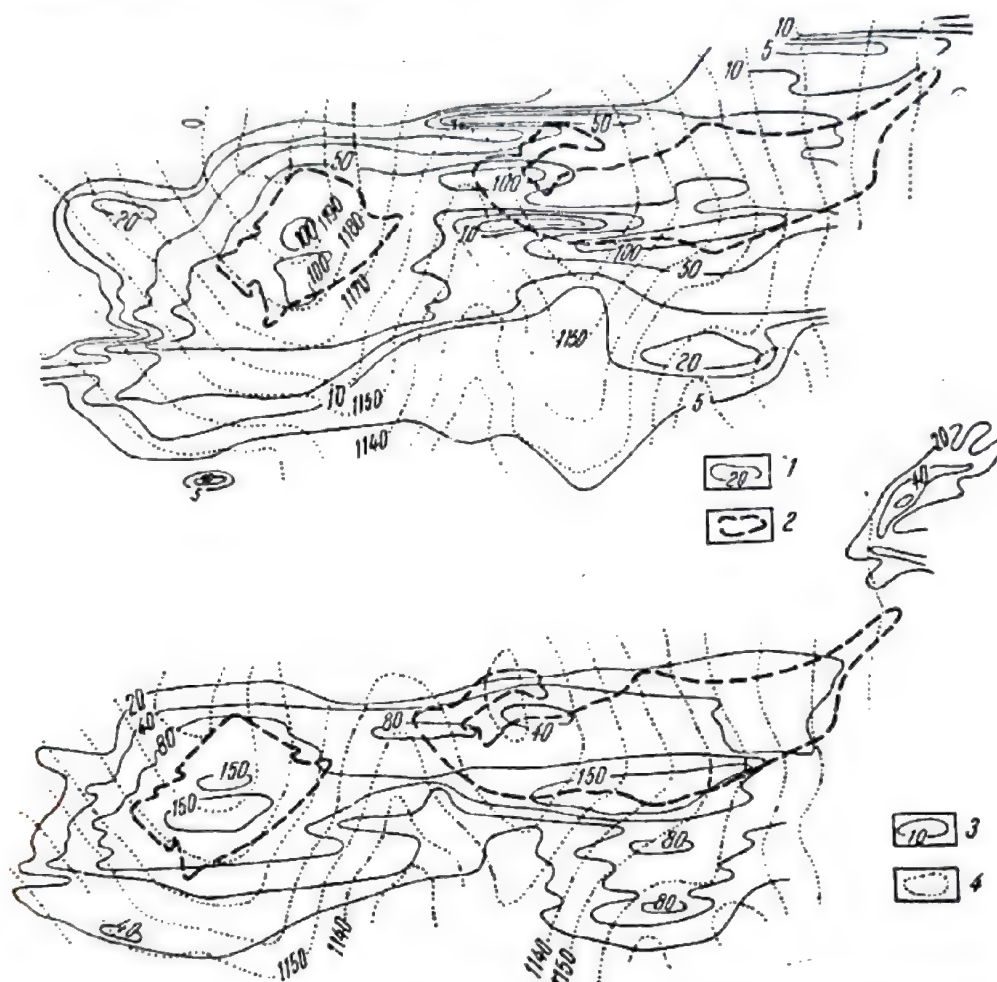


Fig. 244. Rezultatele prospecțiunii radiometrice și geochimice deasupra unui zăcămint de siderit din U.R.S.S.

figura 245 prin linii întrerupte cu puncte) și folosind o altitudine de zbor de 150 m. Prospecțiunea, așa cum se poate constata, a pus în evidență o anomalie intensă în centrul minei și a cărei formă dă indicații prețioase asupra limitelor laterale ale zăcămintului care, după cum se vede, a fost prins aproape integral în exploatare.

În figura 246 sînt reproduse după același autor rezultatele unei prospecțiuni radiometrice, efectuată în aceleași condiții ca și precedentă, în zona Pumpkin Brettes, Bazinul Powder River, S.U.A. În această regiune sînt prezente roci *paleogene* (gresii, marne și cărbuni) și *eocene* (gresii în care se găsesc diseminate minerale secundare de uraniu și fosfați, și care prezintă zone locale de concentrații puternice în suprafață de numai cîțiva metri pătrați).

Se poate observa din figura 246 puterea de localizare a acestor zone de concentrație, care se manifestă sub formă de anomalii de mică extindere în suprafață însă de intensitate mare.

c. **Zăcăminte de petrol și gaze.** Metodica și tehnica prospecțiunii radiometrice a zăcămintelor de petrol și gaze nu este de fapt pusă definitiv la

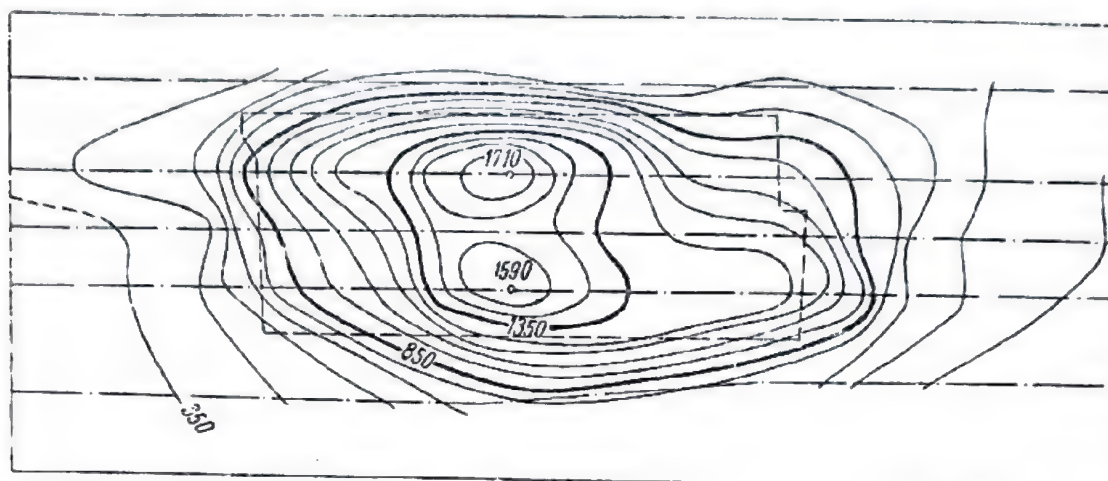


Fig. 245. Rezultatele prospecțiunii aeroradiometrice deasupra minei de fosfat de la Polk County, Florida, S.U.A.

punct în momentul de față. S-au făcut însă multe încercări experimentale, îndeosebi în U.R.S.S., din ale căror rezultate se poate stabili modul cum se reflectă structurile de petrol și gaze în anomalile radiometrice.

1) **Zăcămintul de petrol de la Korobkovsk.** Cercetările întreprinse de Alexeev (1959) în zona zăcămintului petrolifer de la Korobkovsk, U.R.S.S., au condus la stabilirea ariilor de răspîndire a elementelor radioactive (radu și uraniu)

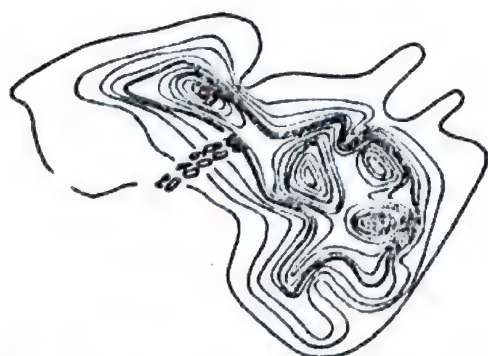


Fig. 246. Rezultatele prospecțiunii aeroradiometrice din Bazinul Powder River, S.U.A.

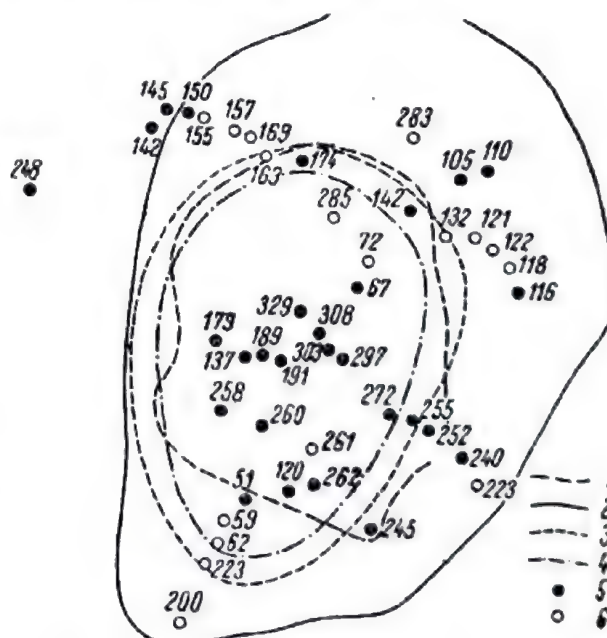


Fig. 247. Răspîndirea conținutului de uraniu în zona zăcămintului petrolifer de la Korobkovsk.

și a relațiilor care se găsesc între conținutul în aceste elemente și structura geologică și conținutul în elemente fluide a zăcămintului.

În figura 247 este reprodusă imaginea răspîndirii radiului și a intensității radiațiilor, în paralel cu conținutul în hidrocarburi a zăcămintului. Semnificația semnelor este următoarea:

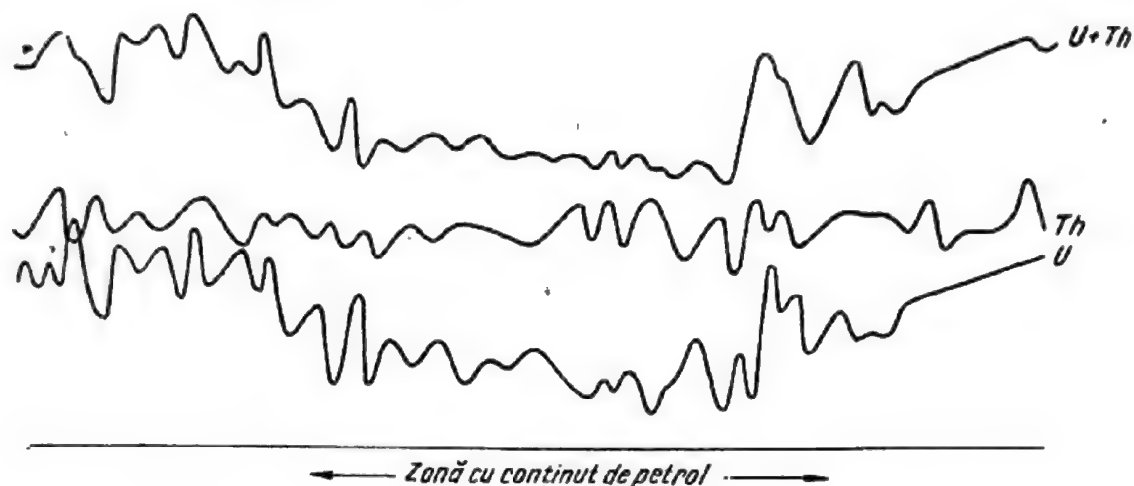


Fig. 248. Profiluri radiometrice peste zăcămintul petrolifer de la Skapovsk.

- 1 — conturul zonei valorilor scăzute ale radiațiilor;
- 2 — conturul zonei valorilor intense a radiațiilor;
- 3 — conturul conținutului în gaze;
- 4 — conturul orizontului cu conținut în petrol;
- 5 — valori scăzute ale conținutului de radiu în roci;
- 6 — valori mari ale conținutului de radiu în roci.

O imagine comparabilă a fost obținută și în legătură cu conținutul în uraniu a aceleiași structuri.

Se poate constata cu ușurință pe baza tuturor acestor date, stabilite atât pe probe de sol (emanometrie) cât și pe carote de sondă, că petrolul ocupă zonele structurale cu un conținut scăzut în elemente radioactive, respectiv zonele de intensitate scăzută a radiațiilor.

2) *Zăcămintul de la Skapovsk, U.R.S.S.* Cercetările întreprinse de același autor în zona zăcămintului de hidrocarburi de la Skapovsk au adus și alte indicații importante cu privire la modul cum se reflectă structurile de petrol și gaze în anomaliile radiometrice. În figura 248 sînt reprezentate profilurile de variație a intensității radiațiilor γ produse de elemente radioactive U și Th și variația cumulată a acestora. Din această imagine reiese clar că petrolul, care ocupă zona indicată pe figură, ocupă porțiunea de intensitate scăzută a intensității radiațiilor.

3) *Zăcămintul de la Koşkimbat, regiunea Emba, U.R.S.S.* (Ermalov și colaboratori, 1959). Zăcămintul petrolifer de la Koşkimbat este un zăcămint cu semicupolă de sare. Variațiile intensității radiațiilor corespund limitelor acestui zăcămint ecranat tectonic și care este legat de orizonturile de gresie

ale cretacicului inferior. În figura 249 sînt prezentate rezultatele acestor prospecțiuni, semnele avînd semnificația următoare:

1 — valori ridicate ale intensității radiațiilor γ ;

2 — valori scăzute ale intensității radiațiilor γ ;

3 — conturul zăcămintului de petrol după orizontul de gresie al cretacicului inferior;

4 — linie de falie;

5 — argile salifere;

6 — nisipuri argiloase;

7 — nisipuri cu faună bogată.

Se poate remarca și în acest caz buna concordanță între datele radiometrice și datele geologice cunoscute ale structurii petrolifere.

4) *Structura petroliferă de la Kum-Dag, U.R.S.S.* (Grumbkov și colaboratori, 1959). Rezultatul cercetărilor întreprinse de un colectiv de cercetători sovietici pe zăcămintul de petrol de la Kum-Dag este sintetizat în profilul din figura 250. În acesta sînt reprezentate variația conținutului relativ în U, Ra, Th și K (2, cu scara din stînga), variația intensității radiațiilor (1, cu scara din dreapta) și datele geologice de suprafață (3 — nisipuri friabile; 4 — nisipuri consolidate; 5 — afloriment de gresie; 6 — afloriment de argilă dură; 7 — nisip argilos slab consolidat).

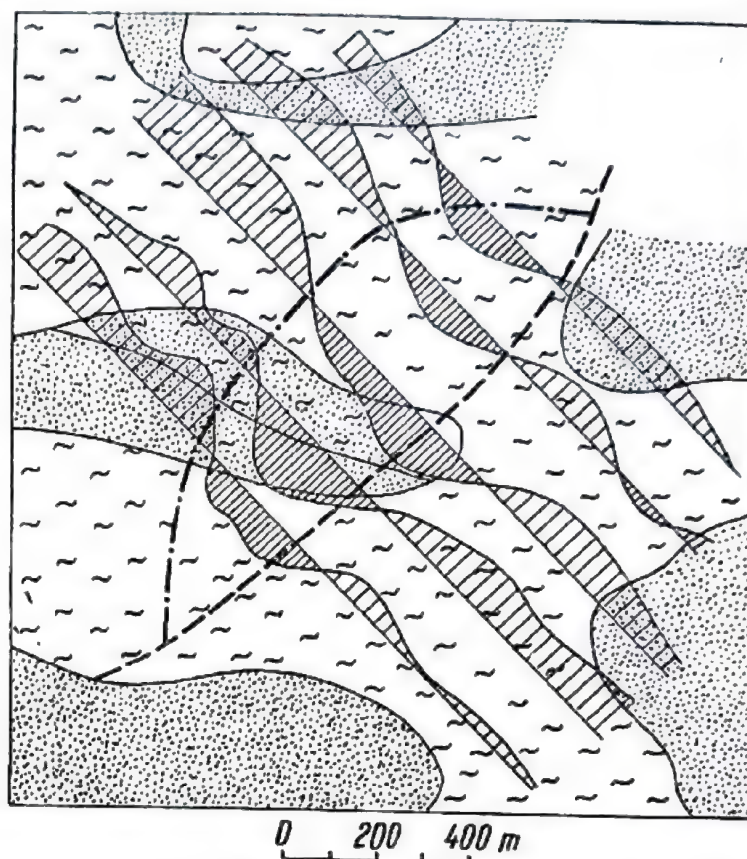


Fig. 249. Rezultatele prospecțiunii radiometrice pe zăcămintul de hidrocarburi de la Koşkimbat.

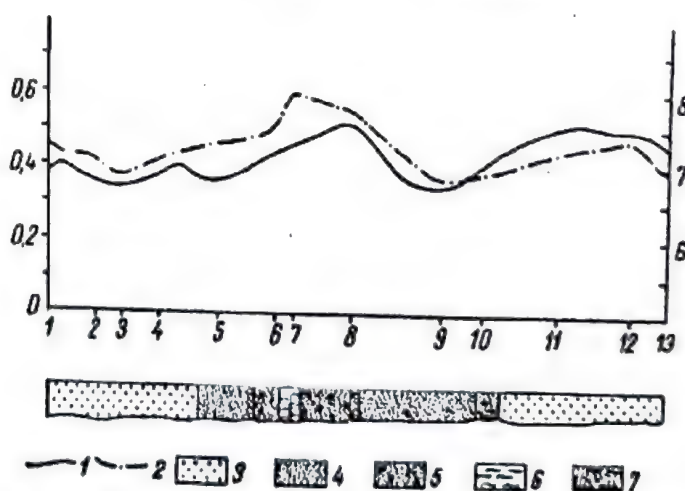


Fig. 250. Rezultatele cercetărilor radiometrice și geochemice pe structura petroliferă Kum-Dag, U.R.S.S.

Este de remarcat că valorile crescute ale intensității radiațiilor sînt legate de nisipurile consolidate și de gresii.

Cercetările radiometrice pentru zăcămintele de petrol și gaze sînt de dată foarte recentă. Deoarece intensitatea radiațiilor este în general mică, este folosită o aparatură cu sensibilitate mai mare, de tipul analizatoarelor spectrografice, care nu a fost descrisă în capitolul respectiv și asupra căreia nu se insistă, deoarece nu a apărut încă în modele comerciale, ci numai în tipuri experimentale.

Datele prezente în acest capitol permit conturarea domeniului de aplicabilitate al prospecțiunilor radiometrice în problemele geologice și reliefa elementelor principale pentru interpretarea geologică a anomaliilor obținute prin aceste prospecțiuni. Așa cum apare clar, anomaliile radiometrice apar sub formă de maxime și intensitatea lor este direct proporțională cu conținutul în elemente radioactive al diverselor obiecte geologice. Acesta reprezintă criteriul fundamental în interpretarea anomaliilor radiometrice.

CAPITOLUL XXXVII

INTERPRETAREA GEOLOGICĂ A ELEMENTELOR STRUCTURALE DEDUSE DIN DATE SEISMOMETRICE

1. APLICABILITATEA PROSPECȚIUNII SEISMOMETRICE. CAPACITATEA DE REZOLVARE A PROBLEMELOR GEOLOGICE

Prospecțiunea seismometrică se bazează pe existența în subsol a unor suprafețe sau limite de separație între pachetele de roci sau formațiunile geologice care intră în constituția secțiunii geologice și care, în același timp, trebuie să reprezinte contraste de proprietăți elastice și în deosebi de viteză de propagare a undelor elastice la aceste limite. Natura prin varietatea ei, oferă foarte multe posibilități de apariție de limite de separație pe limite litologice în cadrul unei secțiuni geologice. Nu toate acestea pot favoriza aplicarea prospecțiunii seismometrice, deoarece este necesar ca ele să îndeplinească anumite condiții esențiale, și anume:

— *La limita de separație trebuie să existe un contrast de proprietăți fizice, adică să reprezinte o trecere netă de la o formațiune geologică sau un pachet de roci cu anumite proprietăți elastice la un altul cu proprietăți elastice diferite.*

Trecerea de la anumite proprietăți fizice la altele în natură poate avea loc în moduri diferite. Există *tregeri brusce*, produse de lacune stratigrafice, în care suprafața de eroziune a formațiunii geologice inferioare produce trecerea bruscă la proprietățile fizice ale formațiunii superioare sau produse de schimbări brusce de facies petrografic, cum ar fi, de exemplu, limite calcare/marne, marne/gresii, marne/nisipuri etc. Acestea sînt cele mai favorabile aplicării metodelor seismometrice de prospecțiune. În natură există însă și *tregeri lente*, produse de întrepătrunderi de faciesuri petrografice sau de variații continue a compoziției minerale a rocilor, cum ar fi, de exemplu, trecerea de la marne la nisipuri în succesiunea: marnă—marnă nisipoasă — nisip marnos — nisip. Dacă aceste tregeri au loc pe intervale mici, de numai cîțiva metri, ele pot reprezenta limite de separație în prospecțiunea seismometrică, e drept mai puțin bune, însă suficient de active pentru a asigura aplicabilitatea acesteia.

Sînt frecvente cazurile în natură în care, deși există tregeri de la un pachet de roci de un anumit tip la un alt pachet de un tip diferit, trecerea chiar bruscă fiind nu reprezintă o limită de separație pentru prospecțiunea seismometrică din cauza absenței unui contrast de proprietăți elastice la suprafața de trecere. În acest sens poate fi dată de exemplu, limita calcare (dolomite sau limita argilă) marnă, între care nu există contraste de viteză suficient de mari, pentru a le da caracterul de limită de separație. În astfel de cazuri, grupuri de roci sau de formațiuni geologice pot constitui împreună un mediu cvasiomogen și izotrop din punct de vedere elastic, limita de separație apărînd între acesta și o altă formațiune sau grup de formațiuni geologice.

În alte cazuri, datorită intercalațiilor și alternanțelor stratigrafice, pot apărea mai multe limite de separație în cadrul aceleiași formațiuni geologice. Este de precizat totuși că, în general, numărul alternanțelor este întotdeauna mai mare decît acela al limitelor de separație.

Din cele de mai sus reiese clar că nu trebuie confundate limitele de separație cu limitele geologice între formațiuni sau etaje de vîrstă diferită, deoarece caracterul de limită de separație este conferit de existența unui contrast de proprietăți fizice care nu întotdeauna există pe limitele geologice. Aceasta nu exclude însă posibilitatea ca o limită geologică să fie în același timp și o limită de separație fizică, în cazul în care condiția discutată este îndeplinită, fapt care de altfel se întîmplă adesea în natură, cum ar fi, de exemplu, limita miocen cretac în platforma moezică.

Condiția ca la limita de separație să existe un contrast net de proprietăți elastice este mai importantă în metodele de prospecțiune seismometrică, care se bazează pe refracția undelor elastice. În acest caz, limita de separație devine o bună *suprafață de refracție* a undelor elastice, cu condiția ca pachetul de roci situat sub limita de separație să aibă o grosime mare.

— *Limita de separație trebuie să reprezinte o suprafață netedă* sau, cum se mai spune, să aibă caracter de oglindă. Dacă suprafața limitei de separație este colțuroasă, aspră, atunci la incidența undelor elastice pe ea apar fenomene secundare de împrăștiere a lor în mediul superior, difracții, și fie că undele nu se mai reîntorc la suprafață în cadrul dispozitivului de înregistrare, ci în alte zone din afara lui, fie că pierde o parte importantă din energia lor prin

aceste fenomene și ajung la suprafață cu o energie foarte mică, astfel încât aparatura nu le mai înregistrează satisfăcător sosirea.

Este clar că limitele de separație cele mai bune pentru prospecțiunea seismometrică sînt acelea care corespund unor suprafețe plane. Se admit totuși denivelări care au aspectul unor ondulații line cu amplitudine maximă de cîțiva metri (amplitudinea lor nu trebuie să întrecă valoarea lungimii de undă a undelor elastice folosite), în care caz prospecțiunea seismometrică este încă aplicabilă cu succes.

Condiția ca limita de separație să fie în același timp o suprafață netedă este mai importantă în aplicarea metodelor de prospecțiune seismometrică, care se bazează pe reflexia undelor elastice. În acest caz, limita de separație devine o *bună suprafață de reflexie* a undelor elastice.

— *Limita de separație trebuie să fie continuă și cît mai extinsă lateral.* Condiția de continuitate și conservare laterală a limitei de separație este foarte importantă pentru toate metodele de prospecțiune seismometrică, deoarece numai în cazul cînd acestea există se obțin date concludente și cu caracter cantitativ asupra structurii geologice din regiunea în care se fac astfel de prospecțiuni. Un exemplu foarte bun de astfel de limită de separație din țara noastră este suprafața superioară a stratului de anhidrit din tortonianul de platformă podolică, care este prezent și a putut fi pus în evidență în Moldova de nord, de la Prut și pînă în zona de încălecare externă a flișului paleogen, peste depozitele miocene din zona premuntoasă a Carpaților Orientali.

Metodele de prospecțiune seismometrică bazate pe reflexia undelor elastice funcționează cu succes și, în unele cazuri, în care limitele de separație sînt discontinue, fiind reprezentate de așa-numite elemente de reflexie. Dacă numărul elementelor de reflexie este mare atît lateral cît și în succesiunea stratigrafică pe verticală, atunci caracteristicile structurii geologice reies însă nu din orizonturi fizice, ci din orizonturi convenționale trasate ca medii printre elementele de reflexie. În aceste cazuri, rezultatele rămîn numai cu un caracter calitativ.

— *Limita de separație trebuie să aibă înclinări mici.* În general se consideră că prospecțiunea seismometrică funcționează cu succes la stratificații care nu depășesc $20-25^\circ$ înclinare, deși rezultate se obțin local și pentru înclinări mai mari. Această restricție este impusă atît de fundamentarea matematică a formulelor de calcul care este făcută, așa cum s-a văzut mai înainte, pe baza unei stratificații plan orizontale sau plan înclinate, cît și de folosirea practică a dispozitivelor de înregistrare.

Este de precizat totuși că dacă și înclinările sînt prea mici, de ordinul a $1-2^\circ$, din cauza erorilor inerente provenite la ridicarea elementelor de calcul de pe diagramele de înregistrare se pot introduce erori care să meargă chiar pînă la determinarea unor înclinări inverse. Din aceste motive, domeniul de aplicabilitate în cele mai bune condiții a prospecțiunii seismometrice este între 5 și 15° , în cazul stratificațiilor înclinate.

— *Materialul de deasupra limitei de separație trebuie să fie cît mai omogen din punctul de vedere al proprietăților fizice.* Numai în acest caz propagarea undelor elastice de la suprafață și pînă la limita de separație, precum și în sens invers, se poate face în condițiile de stabilire a formulelor de calcul și deci rezultatele obținute prin acestea vor fi corespunzătoare realității geolo-

gice. Dacă în mediul superior există lentile de roci cu alte proprietăți fizice decât acelea ale lui, vor apărea în propagarea undelor elastice fenomene de reflexie la suprafața lor, devieri prin refracție, reflexii multiple, pierderi de energie a undelor etc., care vor conduce la rezultate eronate în stabilirea structurii secțiunii geologice.

Limitele de separație care reprezintă suprafețe de refracție sînt adesea în același timp și suprafețe de reflexie; invers, cazul este mai rar. Din aceasta reiese că rezolvarea unei probleme geologice într-o anumită regiune este direct dependentă de existența și caracteristicile limitelor de separație din secțiunea geologică și că alegerea metodei de prospecțiune seismometrică — prin reflexia sau refracția undelor elastice — trebuie făcută cu multă grijă, în funcție de aceasta. Pentru aceasta, mai mult decât în orice altă metodă de prospecțiune geofizică, aplicarea prospecțiunii seismometrice într-o regiune cu structură geologică necunoscută trebuie făcută numai după o prealabilă perioadă experimentală, în care s-a stabilit precis modul cum „răspunde” structura geologică la diversele metode, metodici și tehnici de lucru a acestei prospecțiuni.

1.1. Situații geologice în care apar limite de separație favorabile prospecțiunii seismometrice. Nu este lipsită de interes o trecere în revistă a situațiilor geologice cele mai importante și mai des întîlnite în natură, în care apar limite de separație favorabile prospecțiunii seismometrice, deoarece din aceasta va reieși în mod clar domeniul de aplicabilitate a acestei metode de prospecțiune geofizică. Acestea sînt următoarele:

a. În terenuri sedimentare

Limite de separație situate în imediata vecinătate a suprafeței cuverturii:

- între zona de alterație și partea nealterată a rocilor (limita ZVM);
- între canale de eroziune săpate de cursuri de apă în roci sedimentare și aluviunile de umplutură a acestora;
- între diversele strate sau formațiuni geologice care aflurează la marginea bazinelor de sedimentare sau sînt aduse la suprafață în urma unor procese tectonice;
- între strate de cărbuni sau mase de sare prezente în cuvertură și care se găsesc la adîncime mică față de suprafață.

Limite de separație în interiorul cuverturii:

- între diversele strate cu facies petrografic diferit care intră în succesiunea stratigrafică a cuverturii sedimentare;
- între depunerile de sedimente mai noi, după o lacună și relieful formațiunilor sedimentare mai vechi pe care are loc depunerea;
- între intercalații de gips sau anhidrit și restul sedimentelor terigene din cuvertură;
- între diverse minerale utile (cărbuni, sare etc.) prezente în cuprinsul stratelor sedimentare și acestea din urmă;
- între masele de roci eruptive, sub formă de dyckuri, lakkolite, piloni, dopuri etc., care străpung cuvertura sedimentară și au rămas cu partea superioară în interiorul acesteia;

— între intercalațiile de cenuși vulcanice și tufuri din cuprinsul cuverturii și restul acesteia;

— între curgeri stratiforme de lave incluse în strate sedimentare și acestea din urmă.

Limite de separație situate la baza cuverturii sedimentare:

— între cuvertură și rocile care constituie fundamentul acesteia, create pe elementele topografice de eroziune a fundamentului, cum ar fi în cazul platformelor tabulare sau cu relief minor, a reliefurilor îngropate de cristalini, a cordilierelor etc. sau produse de tectonica suprafeței fundamentului, respectiv de cutări, falieri, flexurări etc.;

— între diversele elemente structurale existente în interiorul fundamentului.

b. În terenuri cristaline sau eruptive:

— produse de contacte geologice între roci cristaline sau eruptive și sedimentare, îngropate sub o cuvertură subțire de sedimente sau aluviuni;

— între canale de eroziune în roci cristaline sau eruptive săpate de cursuri de apă actuale sau mai vechi și aluviunile de umplutură, adesea cu conținut interesant de metale în stare nativă (Au, Pt, Cu etc.).

În înșirarea de mai sus au fost trecute numai principalele limite de separație, care, direct sau indirect, sînt folosite în prospecțiunea seismometrică pentru rezolvarea problemelor geologice care au și un caracter economic.

2. PRINCIPALELE PROBLEME GEOLOGICE REZOLVABILE PRIN METODA DE PROSPECȚIUNE SEISMOMETRICĂ

Aplicațiile prospecțiunii seismometrice în problemele geologice sînt multiple și variate și reies, în bună parte, din cele de mai sus, unde au fost specificate situațiile geologice care asigură existența de limite de separație. În cele ce urmează se trece în revistă natura problemelor geologice rezolvabile prin metodele de prospecțiune seismometrică, cu specificarea metodei care are cele mai multe șanse de succes, din care vor apărea atît domeniile cît și limitările aplicabilității prospecțiunii seismometrice.

2.1. Probleme de geologie structurală regională

— Delimitarea unităților structurale regionale și a caracteristicilor acestora, cum ar fi platformele, ariile geosinclinalelor, marile bazine de sedimentare, monoclinele regionale etc.

Rezolvarea acestor probleme geologice este posibilă mai mult prin metodele bazate pe refracția undelor elastice și mai puțin prin acelea bazate pe reflexia acestora.

— Determinarea reliefului fundamentului sedimentelor, cum ar fi cordilierele, reliefurile îngropate etc.

Metoda majoră în rezolvarea acestor probleme este aceea bazată pe refracția undelor elastice.

— Determinarea tectonicii fundamentului sedimentelor, cum ar fi hors-turile, grabenele, fracturile și flexurile regionale, anticlinoriile, sinclini-oriile etc.

Și în aceste cazuri rezolvarea este posibilă mai mult prin metodele bazate pe refracția undelor elastice și mai puțin prin acelea bazate pe reflexia acestora.

— Determinarea structurilor regionale din cuvertură, cum ar fi anticlinoriile, monoclinele regionale etc.

Pentru rezolvarea acestor probleme geologice sînt folosite cu prioritate metodele bazate pe reflexia undelor elastice, fără însă a fi exclusă folosirea și a celor bazate pe refracția acestora.

Problemele de geologie structurală regională se tratează de obicei prin lucrări combinate de prospecțiune gravimetrică și seismometrică, uneori și magnetometrică, și în acest caz nu este decît de cîștigat în interpretarea geologică a rezultatelor obținute, deoarece conduc la rezultate importante atît din punct de vedere pur științific, pentru lămurirea structurii geologice ascunse, cît și din punct de vedere practic, pentru conturarea zonelor de perspectivă pentru diferite zăcăminte de minerale utile și îndeosebi de hidrocarburi.

2.2. Probleme de geologie economică în terenuri sedimentare

— Determinarea de structuri posibil petrolifere. În această problemă geologică, tipul de structură de care este legată posibilitatea existenței unui zăcămint de petrol impune metoda de prospecțiune seismometrică, și anume:

Dacă zăcămintul este legat de o cută diapiră cu sîmbure de sare sau de relief îngropat, atunci sînt indicate metodele bazate pe refracția undelor elastice; dacă zăcămintul este legat de un anticlinal, dom cu sau fără sare, falie, relief îngropat, sau este de tipul capcanelor stratigrafice legate de discordanțe unghiulare, atunci sînt indicate metodele bazate pe reflexia undelor elastice.

— Determinarea de structuri posibil gazeifere, de tipul domurilor, bombamentelor de platformă etc. În acest caz, metoda majoră de prospecțiune seismometrică este aceea bazată pe reflexia undelor elastice.

— Determinarea masivelor de sare. Această problemă geologică este rezolvabilă prin metodele bazate pe refracția undelor elastice.

— Determinarea reliefului de fund a bazinelor carbonifere și a tectonicii acestor bazine, eventual a poziției stratelor groase de cărbune. În acest caz sînt folosite deopotrivă metodele bazate pe reflexia și refracția undelor elastice.

— Determinarea zăcămintelor de concentrare mecanică de tipul canalelor săpate în formațiuni sedimentare mai vechi umplute cu material aluvionar, care conține metale native sau minerale ale unor elemente rare. În rezolvarea acestei probleme se folosesc în exclusivitate metodele bazate pe refracția undelor elastice.

2.3. Probleme de geologie economică în terenuri cristaline sau eruptive

— Determinarea zăcămintelor de concentrare mecanică de tipul canalelor săpate în roci cristaline sau eruptive umplute cu material aluvionar. Se folosesc în exclusivitate metodele bazate pe refracția undelor elastice.

2.4. Probleme de hidrogeologie

— Determinarea zonelor structurale favorabile prezenței stratelor acvifere, cum ar fi limitele laterale stratigrafice sau de eroziune a bazinelor, falii, fracturi, anticlinale, prezența maselor de roci eruptive sub formă de dyckuri, lakkolite, piloni etc. În rezolvarea acestor probleme se folosesc combinat metodele bazate pe reflexia și refracția undelor elastice.

2.5. Probleme de geologie tehnică

— Determinarea extinderii în direcții orizontală și verticală a depozitelor de materiale de construcție ca pietrișuri, nisipuri, marne, calcare, roci eruptive etc. Se folosesc în exclusivitate numai metodele bazate pe refracția undelor elastice.

— Determinarea adâncimii fundamentului și a tipului de roci care îl constituie în zona marilor construcții, ca: diguri, apaducte, canale, tuneluri, puțuri, poduri, viaducte, căi ferate, baraje, hidrocentrale, uzine etc. Și în aceste probleme se folosesc în exclusivitate numai metodele bazate pe refracția undelor elastice.

Din cele specificate mai sus apare clar atât domeniul mare de aplicabilitate ale prospecțiunii seismometrice în rezolvarea diferitelor probleme geologice cât și contribuția importantă pe care aceasta poate să o aducă la avansarea cunoștințelor geologice asupra constituției subsolului patriei noastre, în legătură cu care pot exista diferite zăcăminte de substanțe minerale utile. Aceasta justifică importanța care este acordată în toată lumea, inclusiv în patria noastră, metodelor de prospecțiune seismometrică, ca metode majore în prospectarea subsolului și îndeosebi în legătură cu descoperirea de noi zăcăminte de hidrocarburi.

Domeniul mare de aplicabilitate al metodelor de prospecțiune seismometrică poate fi conturat astfel:

— pentru metodele bazate pe refracția undelor elastice în problemele de geologie tehnică, geologie economică în sedimentar (sare) și geologie structurală regională;

— pentru metodele bazate pe reflexia undelor elastice în problemele de geologie economică în sedimentar (petrol, gaze) și geologie structurală regională.

3. TRĂSĂTURILE SPECIFICE ALE INTERPRETĂRII GEOLOGICE A REZULTATELOR PROSPECȚIUNII SEISMOMETRICE. EXEMPLE

Metoda de prospecțiune seismometrică fiind o metodă *cu controlul adâncimii* conduce la elemente structurale deduse indirect (adâncimi și înclinări ale suprafețelor de reflexie sau refracție a undelor elastice) și prin aceasta la o imagine concretă asupra formelor structurale prezente în secțiunea geologică. Datorită acestui fapt, procesul de interpretare geologică a rezultatelor prospecțiunii seismometrice este mult simplificat față de acelea a rezultatelor altor metode de prospecțiune geofizică; în același timp, concluziile care se

obțin în urma interpretării geologice sînt mult mai apropiate de construcția geologică reală în toată complexitatea ei.

Este de specificat că dacă se iau toate precauțiile privind pregătirea materialului seismometric pentru interpretarea geologică și aprecierea calității lui (studierea caracteristicilor dinamice ale undelor pe seismograme pentru punerea în evidență a reflexiilor multiple sau a undelor difractate, corelarea corectă a impulsurilor, folosirea în calcul a valorii celei mai corecte a vitezei, marcarea judicioasă a caracteristicilor structurale pe secțiuni, construirea corectă a hărților structurale etc.) și dacă se folosesc în bune condiții informațiile extrageofizice existente, transpunerea în termeni geologici a rezultatelor prospecțiunii seismometrice se face direct.

Cîteva cazuri tipice (grupate pe categorii de probleme geologice) pe care le prezentăm mai jos vor lămuri mai bine modul în care se efectuează interpretarea geologică a rezultatelor prospecțiunii seismometrice atît principiile generale folosite în conducerea acestui proces cît și natura rezultatelor practice care se pot obține.

3.1. Probleme de geologie structurală regională

Din această categorie de probleme geologice prezentăm următoarele exemple:

— *Determinarea structurii fundamentei depresiunii din sudul Moldovei.* Cercetări seismometrice în acest scop au fost efectuate folosind procedeul corelării continue pe fază a undelor refractate de către I. Vasiliu și A. Solomon¹, în zona sudică a depresiunii din sudul Moldovei. Regiunea oferă bune posibilități aplicării prospecțiunii seismometrice pe baza refracției undelor elastice, deoarece contrastul de viteză de propagare a undelor elastice între formațiunile mio-pliocene de cuvertură ($v = 1\,900\text{--}2\,400\text{ m/s}$) și fundamentele paleozoice constituite din roci în parte metamorfozate ($v = 4\,500\text{ m/s}$) este mare.

În figurile 251 și 252 sînt reproduse două secțiuni seismice pe direcția est-vest, respectiv nord-sud, construite prin procedeul cîmpurilor de timpi, din care reiese structura fundamentei acestei depresiuni. Se constată o cădere regională de la est către vest a fundamentei acestei depresiuni, care permite îngroșarea progresivă a sedimentelor de cuvertură pe această direcție, precum și existența unui slab bombament al fundamentei în dreptul localității Smîrdan.

Este de precizat că orizontul de referință determinat seismometric a fost controlat prin datele cîtorva sonde din regiune (Smîrdan, Frumușița etc.),

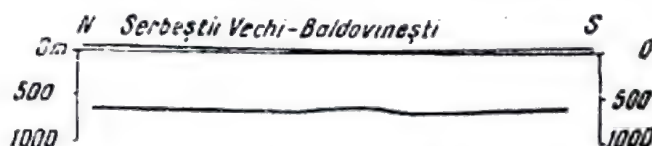


Fig. 251. Secțiune seismică de refracție pe direcția nord-sud prin Serbeștii Vechi-Baldovinești, în depresiunea din sudul Moldovei.

¹ I. Vasiliu și A. Solomon, *Cercetări seismometrice în regiunea Galați*, D. S. Comitetul geologic, XLIV, 1962.

constatându-se diferențe de adâncime care nu întrec 45 m, diferență care corespunde corelării undelor pe cel de-al doilea impuls care apărea mai clar în seismograme.

— *Determinarea raporturilor dintre pînza marginală a flișului și zona miocenă în Moldova de nord.* Cercetările seismometrice în această regiune au fost efectuate de V. Rodina, P. Constantinescu și M. Cristea¹ prin metoda

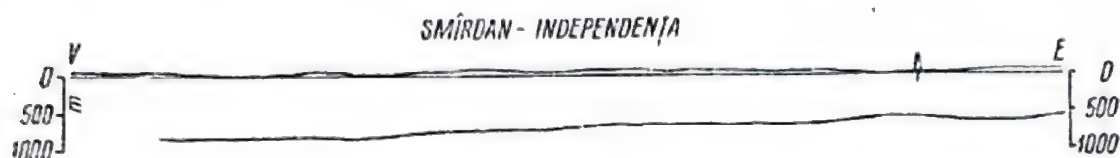


Fig. 252. Secțiune seismică de refracție pe direcția est-vest prin Independența-Smîrdan, în depresiunea din sudul Moldovei.

seismosondajelor spațiale. Din secțiunea seismică de reflexie reproducă în figura 253, conținând înclinarea și adâncimea diferitelor suprafețe de reflexie disparate, apare clară posibilitatea de separare prin orizonturi seismice convenționale a câtorva pachete de roci miocene cu caracteristici structurale diferite, precum și a separării pînzei marginale a flișului de formațiunile miocene. Rezultatul principal al acestor cercetări seismometrice este stabilirea caracterului de puternică încălecăre a pînzei flișului peste depozitele miocene, depozite care se continuă mult către vest sub aceasta. Și în acest caz este specificat că cele două foraje din partea stîngă a figurii au asigurat trasarea orizontului seismic convențional corespunzător suprafeței de contact fliș/miocen.

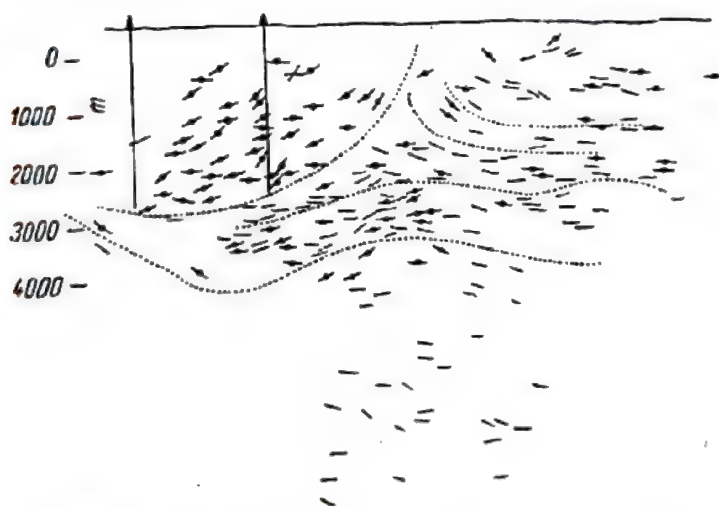


Fig. 253. Secțiune seismică de reflexie construită prin metoda seismosondajelor spațiale în Moldova de nord, în zona încălecării pînzei marginale a Flișului peste depozitele miocene.

— *Stabilirea extinderii unui masiv granodioritic în Munții Apuseni.* Problema geologică de rezolvat în acest caz a fost stabilirea formei și extinderii unui masiv granodioritic, care află parțial în șisturi cristaline epizonale și a legăturii acestuia cu o altă masă de granodiorite, cunoscută la 800 m adâncime, dintr-un foraj situat la 6 km depărtare de afloriment.

¹ V. Rodina, P. Constantinescu și M. Cristea, *Raport asupra lucrărilor de seismometrie executate în flișul Carpaților Orientali în zona văilor Suha-Mare, Suha-Mică și Moldova*, Arhiva Comitetului geologic, 1960.

Din cauza reliefului foarte accidentat, cu creste pînă la 1 800 m și văi înguste și adînci, au fost executate numai două profiluri seismice pe creste, pentru a evita denivelările prea mari pe profiluri. Metoda folosită a fost aceea a corelației continue a undelor refractate (K.M.P.V.), folosind o stație seismică portabilă de tip SS 24-P.

În figurile 254 și 255 reproducem, după D. Paicu și C. Patrichi ¹, secțiunile seismice de refracție și hodografii respectivi, construite pe direcția celor două profiluri. Se constată că s-au putut corela continuu cinci unde, din care primele trei au fost mai evidente în ambele sensuri ale celor două profiluri.

Rezultatul acestor cercetări a fost stabilirea faptului că cele două mase granodioritice aparțin unui masiv unitar (al cărui relief este dat de limitele interioare figurate pe cele două secțiuni) și nu de două apofize separate ale unui rezervor magnetic profund. Spinarea masivului granodioritic are un relief pronunțat, cu pante care nu depășesc totuși 30°. Ca un rezultat suplimentar s-au putut separa în complexul șisturilor cristaline epizonale trei pachete diferențiate ca facies petrografic și s-au putut localiza două falii transversale în acest complex.

3.2. Probleme de geologie economică în terenuri sedimentare. Din această categorie de probleme geologice, care corespund volumului cel mai mare de prospecțiuni seismometrice ce se execută în momentul de față, prezentăm cîteva cazuri diferențiate pe procedee și tehnici de lucru, în funcție de caracteristicile specifice ale structurii geologice.

— *Anticlinalul Mărgineni-Aricești.* În figura 256 este reprodusă după M. Popescu ², harta structurală a regiunii Mărgineni-Aricești, construită pe baza unei prospecțiuni seismometrice prin reflexia undelor elastice, folosind, procedeul corelației continue. Harta structurală redă imaginea structurală a unui orizont din baza ponțianului și totodată a întregului pliocen.

După cum se poate remarca, anticlinalul Mărgineni-Aricești are periclinul vestic faliat; flancul sudic este liniștit cu înclinări mai mici, în timp ce acela nordic este tectonizat, fiind afectat de un sistem de falii în releu. Falii longitudinale și transversale afectează și sinclinalele cutoi de la nord și sud.

Este de remarcat puterea mare de rezolvare structurală a prospecțiunii seismometrice în această problemă, care a condus la o imagine structurală cu toate detaliile necesare unei cunoașteri concrete a obiectelor geologice din subsol.

— *Structura Ghergheasa-Băile.* În figura 257 reproducem, după P. Constantinescu și V. Teodorescu ³, o porțiune din harta structurală a regiunii Balta-Albă, conținînd anticlinalul Ghergheasa-Băile și sinclinalul Amara,

¹ D. Paicu, și C. Patrichi, *Rezultate seismice obținute pe formațiuni metamorfice și eruptive*, Probleme de geofizică, I, 1961.

² Miron Popescu, *Prospecțiuni seismometrice-reflexie în regiunea Mărgineni-Prahova*, Comitetul Geologic, Studii tehnice și economice, seria D, 4, 1963.

³ P. Constantinescu și V. Teodorescu, *Prospecțiuni seismice-reflecție în regiunea Balta-Albă*, D. S. Comitetul Geologic, XLIV, 1962.

construită pe baza unei prospecțiuni seismometrice de reflexie prin procedeul corelației continue a undelor reflectate combinat cu seismosondaje centrale. Harta structurală redă imaginea structurală a unui orizont convențional, care corespunde limitei ponțian meoșian.

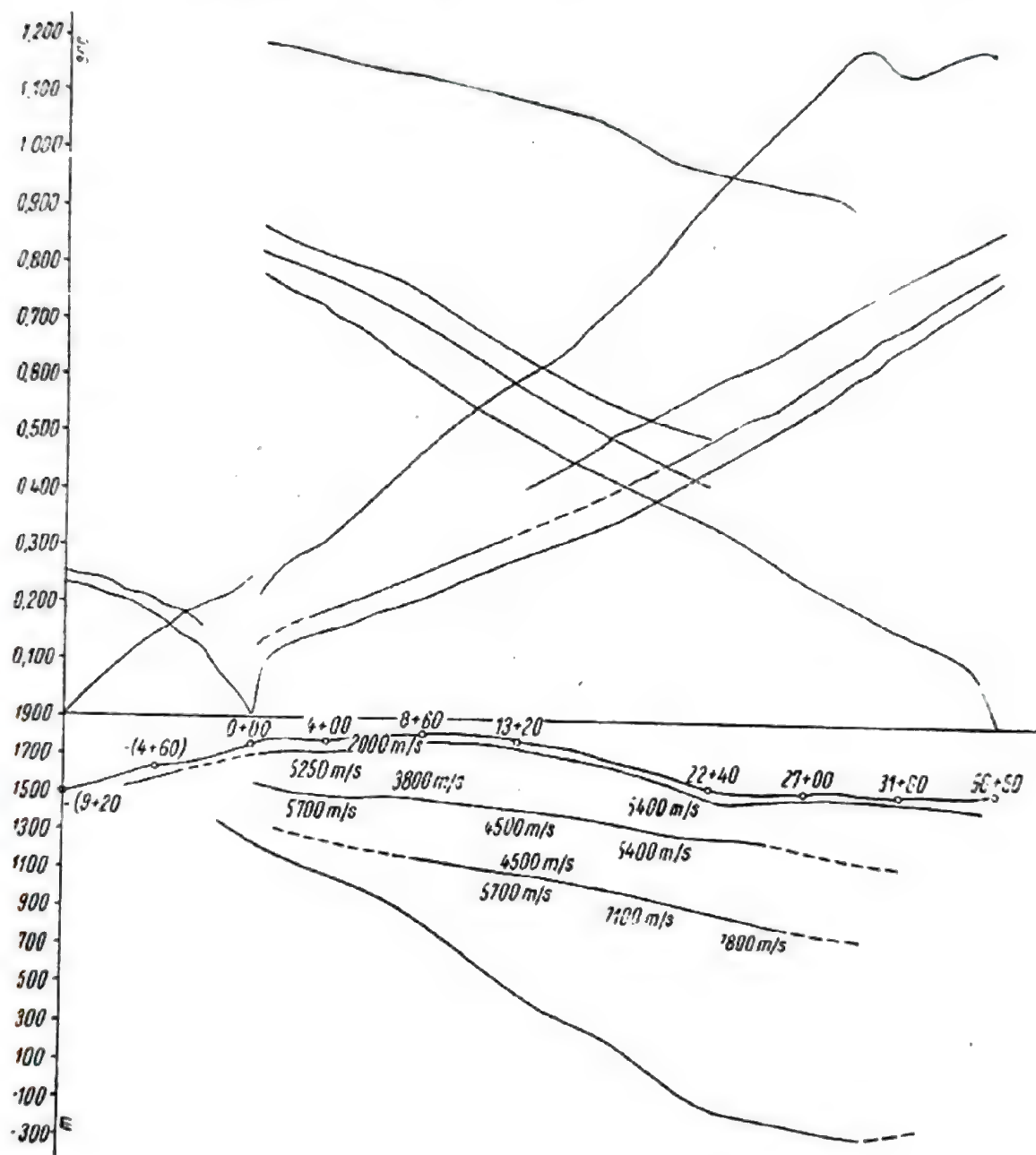


Fig. 254. Profil longitudinal în zona masivului granodioritic.

Se remarcă aceeași bună rezolvare structurală prin prospecțiunea seismometrică, de altfel ca și în cazul precedent; este de specificat că, în acest caz, structura, probabil de tasare, prezintă înclinări mici ($2-5^\circ$), ceea ce a produs

dificultăți prospecțiunii seismometrice, care însă au putut fi învinse cu ajutorul unor precauții speciale.

— *Structuri miocen-paleogene în unitatea externă din Moldova.* În figura 258 este reprodusă, după V. Cucu și colaboratori ¹, o secțiune seismică pe direcția

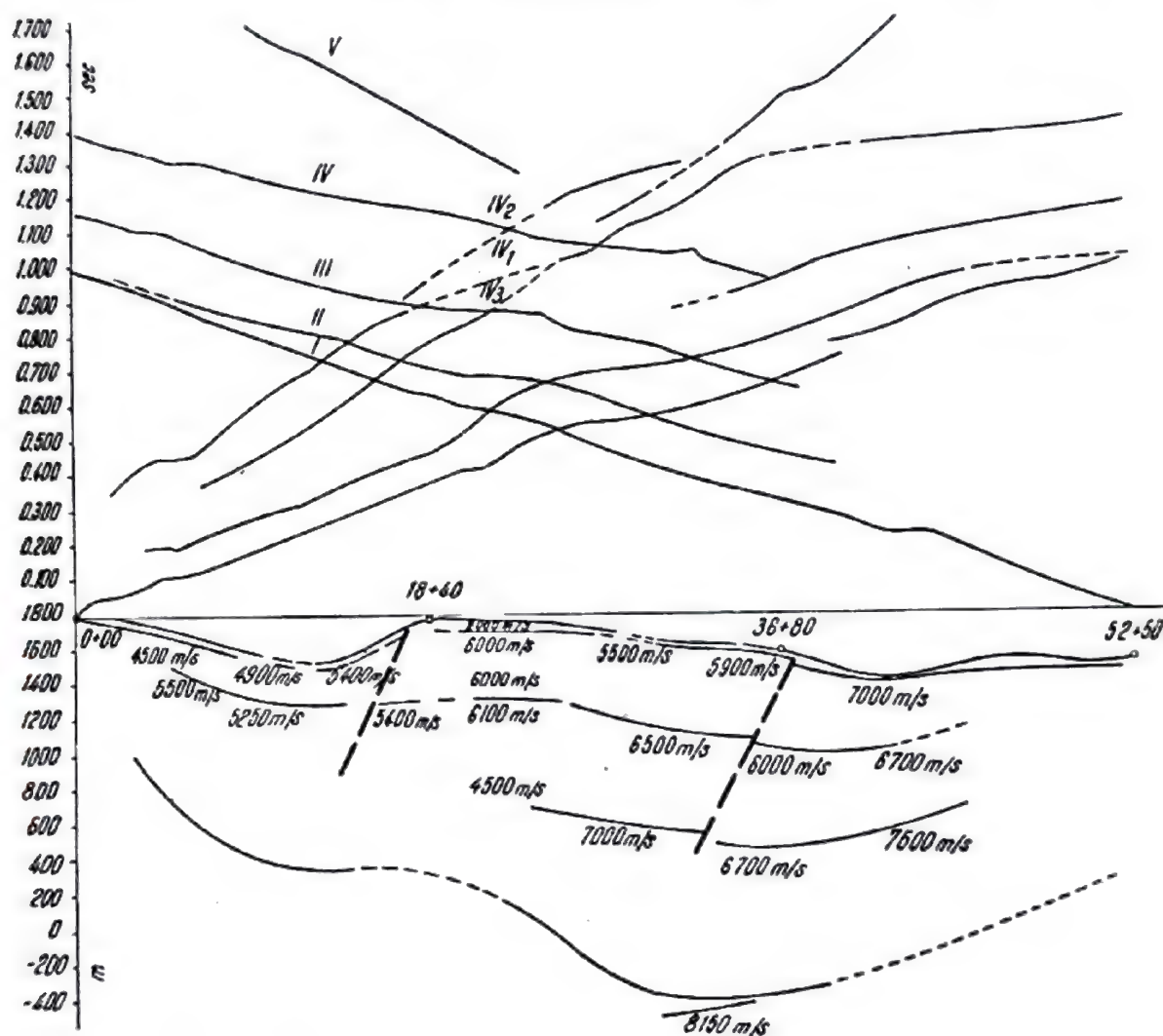


Fig. 255. Profil longitudinal în zona masivului granodioritic.

Chilii-Mihoc-Ludaș, construită pe baza unei prospecțiuni seismometrice de reflexie prin procedeul seismosondajelor spațiale, care face parte dintr-un complex de lucrări de prospecțiune executate în unitatea externă din Moldova. Din cauza înclinărilor structurale mari și a accidentelor rupturale, celelalte procedee de prospecțiune seismometrică-reflexie (corelație continuă, seismosondaje centrale) nu au condus la rezultate concludente. Se constată cu ușurință buna rezolvare structurală pe

¹ V. Cucu, V. Chișcan, M. Chișcan, *Raport final asupra prospecțiunii seismice din zona Mihoc-Chilii-Solonț*, Arhiva M.I.P.Ch., 1960.

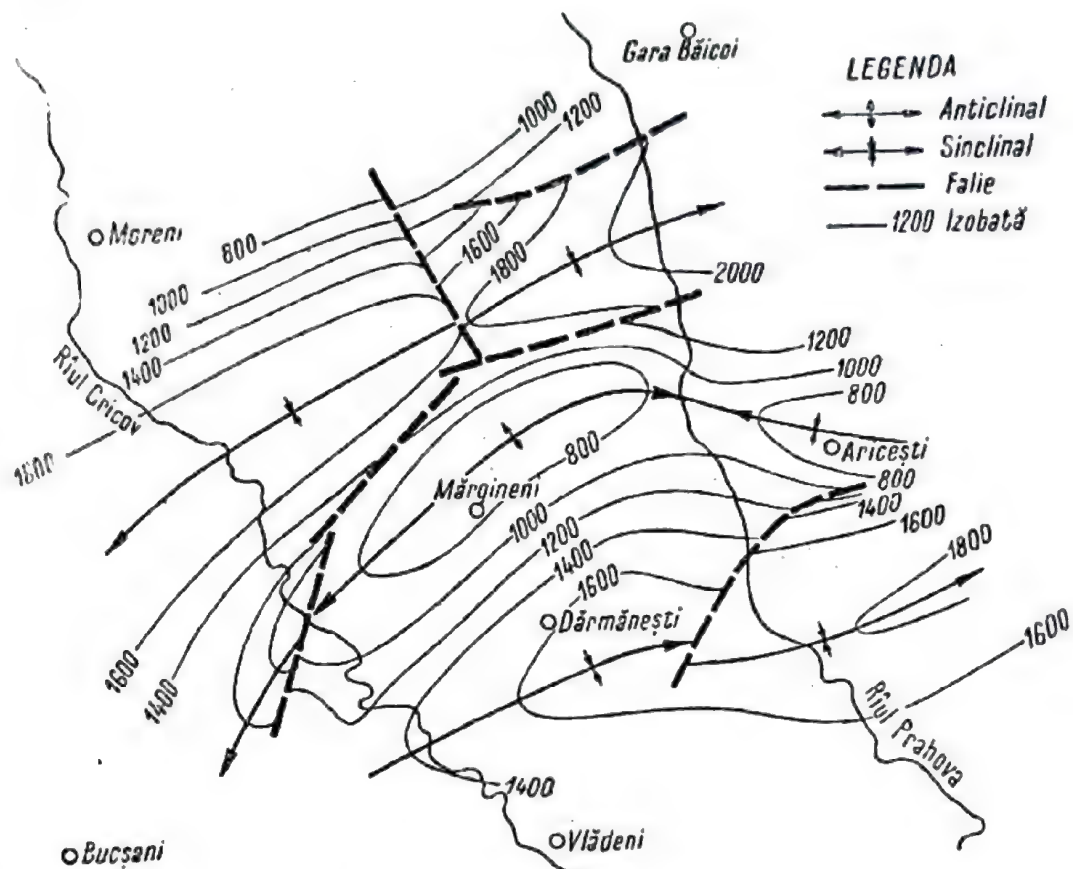


Fig. 256 Harta structurală a regiunii Mărgineni-Aricești construită prin prospecțiune seismometrică-reflexie.

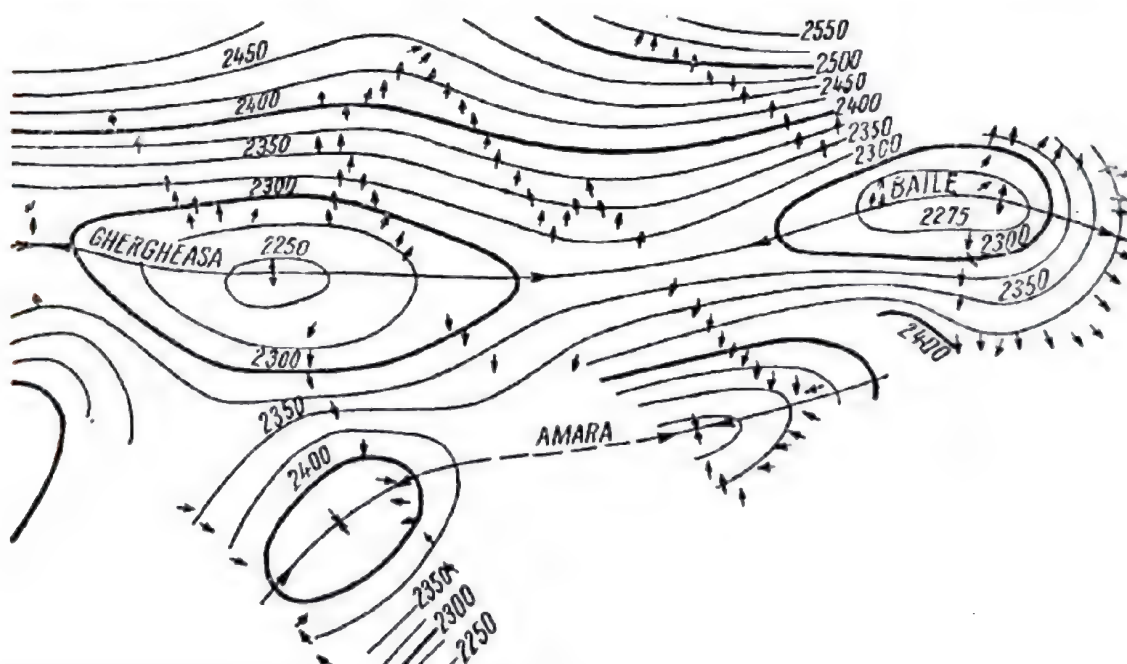


Fig. 257. Harta structurală a anticlinalului Ghergheasa-Băile.

care o dau seismosondajele spațiale în acest caz, punînd în evidență structurile paleogene, de forma unor anticlinale cu flancul estic faliat, atît în cazul în care se găsesc sub depozite miocene de suprafață cît și în cazul în care sînt

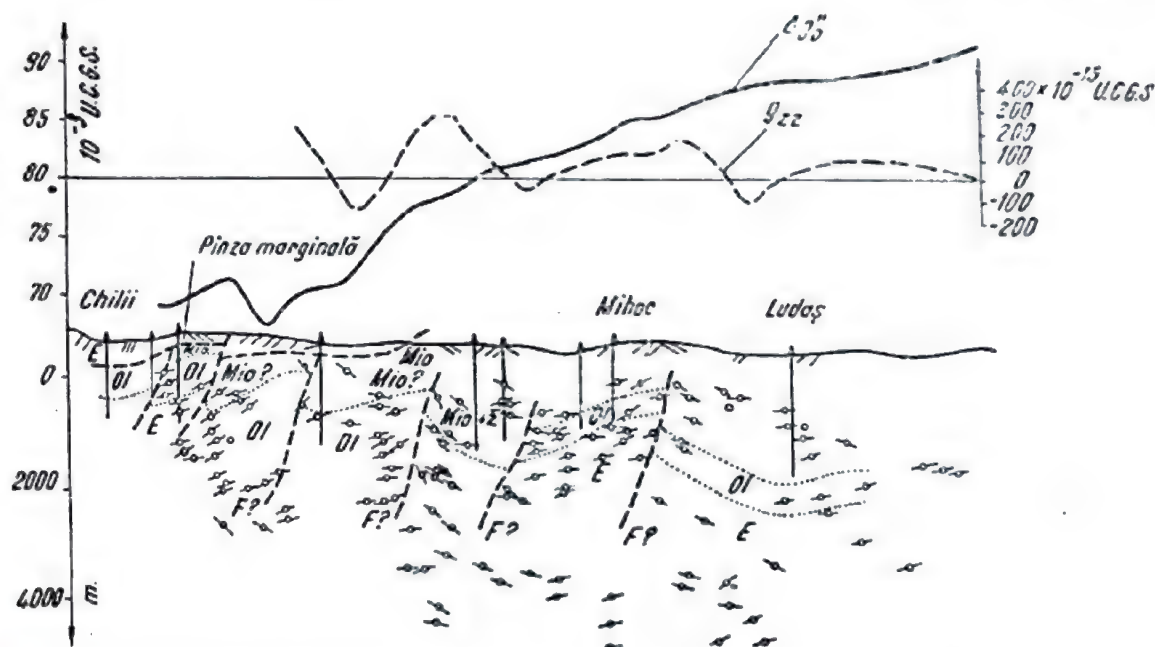


Fig. 258. Secțiune seismică de reflexie pe direcția Chilii-Mihoc-Ludaș.

acoperite de pînza marginală a flișului. Corelarea datelor seismometrice cu informațiile din foraje a permis trasarea cu suficientă precizie a limitelor principalelor formațiuni geologice prezente în subsol.

— *Regiunea Buftea-Urziceni.* O prospecțiune seismometrică-reflexie prin procedeul corelației continue a undelor reflectate, cu rezultate deosebit de interesante, a fost efectuată de T. Păsat și colaboratori ¹ în regiunea Buftea-Urziceni. Rezultatele concretizate în harta structurală construită la limita terțiar mezozoic sînt reproduse în figura 259.

După cum se poate remarca (v. fig. 259) harta structurală redă căderea continuă către nord a limitei terțiar/mezozoic, care se manifestă ca un orizont fizic de reflexie și căreia îi corespunde un impuls caracteristic și ușor corelabil pe seismograme. Această cădere nu este continuă ci întreruptă de niște zone longitudinale, în care impulsul reflexiei caracteristice dispăre (delimitate pe harta structurală prin curbele pline sau întrerupte și trasate mai gros decît izobatele) și care corespund unor trepte (faleze sau fracturi) ale suprafeței depozitelor cretacice. Deosebit de interesant este faptul că majoritatea forajelor de explorare amplasate în aceste zone mute ale reflexiei caracteristice au fost productive pentru gaze, ceea ce arată că aceste trepte ale cretacului

¹ T. Păsat, V. Teodorescu, A. Solomon și P. Constantinescu, *Prospecțiuni seismice-reflexie în regiunea Buftea-Urziceni*.

produc ecranarea diverselor orizonturi productive din miocen, creînd în aceste zone niște capcane tectonice, așa cum sînt considerate în concepția actuală.

Este de asemenea de precizat că prospecțiunea seismometrică a mai pus în evidență niște culminații transversale în depozitele precretacice cu direcție aproximativ nord-sud și care parțial se reflectă în depozitele de cuvertură a acestora, cretacice și terțiare.

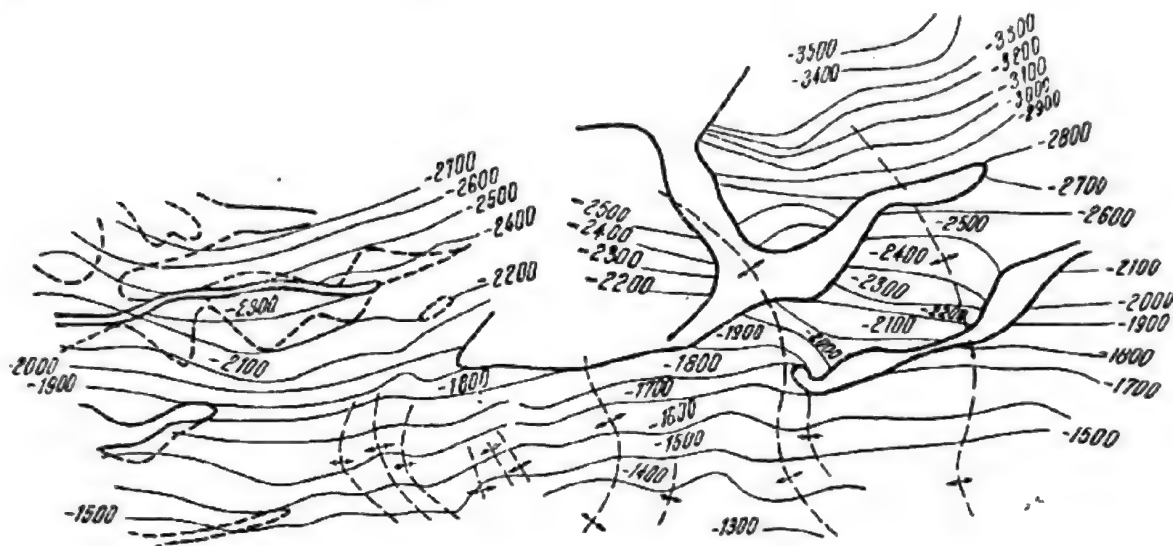


Fig. 259. Harta structurală la limita terțiar/mezozoic în regiunea Buftea-Urziceni.

Interesant în acest caz este faptul că obiectul geologic de prospectat, respectiv capcanele tectonice de care sînt legate zăcămintele de hidrocarburi gazoase, au fost stabilite indirect prin prospecțiunea seismometrică, și anume ca zone mute pentru reflexie în contrast cu restul structurii geologice, al cărui aspect este bine precizat prin datele seismometrice.

— *Anticlinalul Novodmitrevskii, U.R.S.S.* În figura 260 este reprodusă, după Sorokin și colaboratori (1951), o secțiune seismică de reflexie obținută prin procedeul corelației continue a undelor reflectate, pe un profil transversal la anticlinalul petrolifer Novodmitrevskii din U.R.S.S.



Fig. 260. Secțiune seismică de reflexie pe un profil transversal la anticlinalul Novodmitrevskii, U.R.S.S.

Structura anticlinală este constituită dintr-o alternanță de roci nisipoase și argiloase, care creează bune suprafețe de reflexie, așa cum se poate constata din figura 260.

— *Anticlinal petrolifer în Peninsula Apșeron.* Tot după Sorokin și colaboratori (1951) este reprodusă în figura 261 o secțiune seismică de reflexie obținută pe unul din anticlinalele petrolifere din Peninsula Apșeron, U.R.S.S.

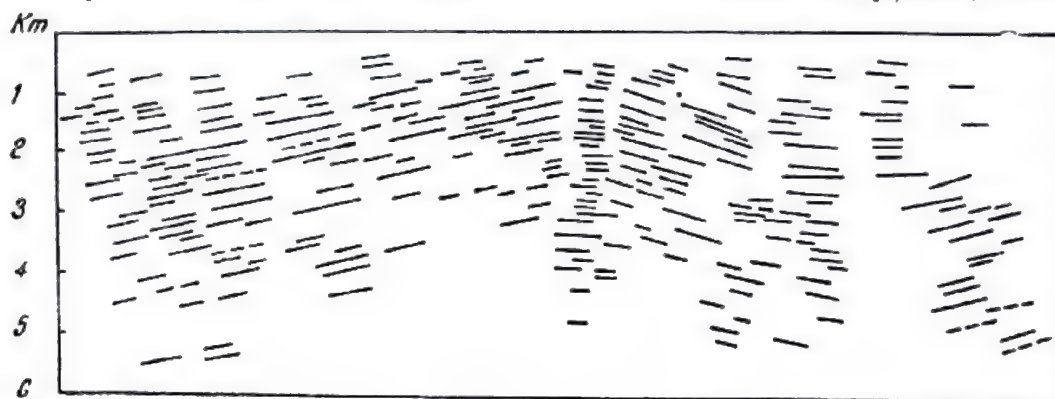


Fig. 261. Secțiune seismică de reflexie pe un profil transversal la unul din anticlinalele din Peninsula Apșeron, U.R.S.S.

În acest caz, secțiunea geologică este reprezentată de o alternanță de gresii și argile, între care nu există un contrast net de viteză de propagare a undelor elastice și nici nu se realizează limite de separație continue. În absența unui orizont continuu de reflexie, caracteristicile structurale reies totuși din elementele dispartate de reflexie, care sînt în număr suficient de mare pentru a permite interpretarea geologică pe baza unor orizonturi seismice convenționale.

— *Anticlinalul petrolifer Musjid-I-Suleiman, Iran.* În figurile 262 și 263 sînt reproduse, după Heiland (1946), două secțiuni seismice de refracție

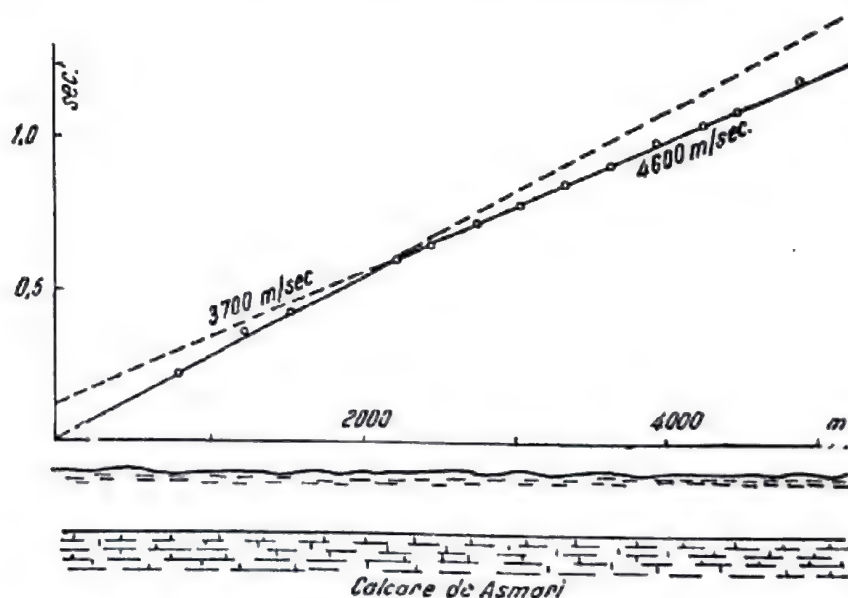


Fig. 262. Profil seismic de refracție, longitudinal la anticlinalul Musjid-I-Suleiman din Iran.

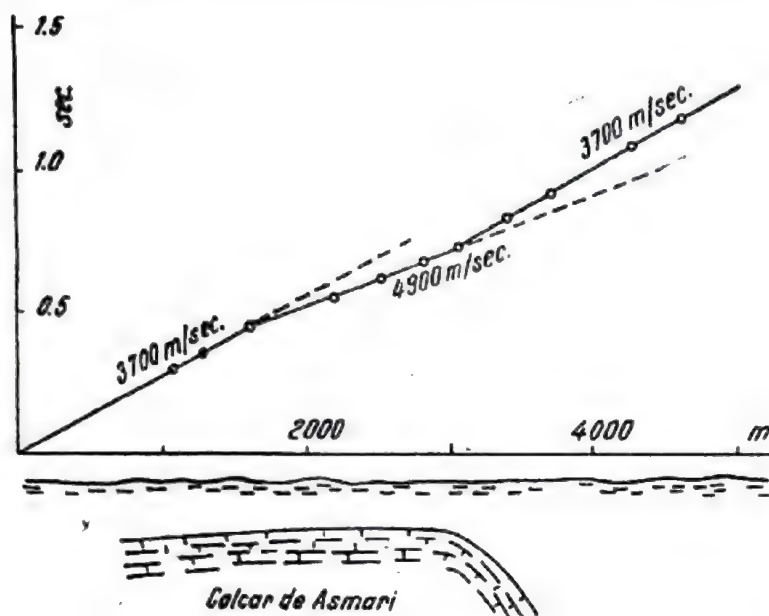


Fig. 263. Profil seismic de refracție, transversal la anticlinalul Musjid-I-Suleiman din Iran.

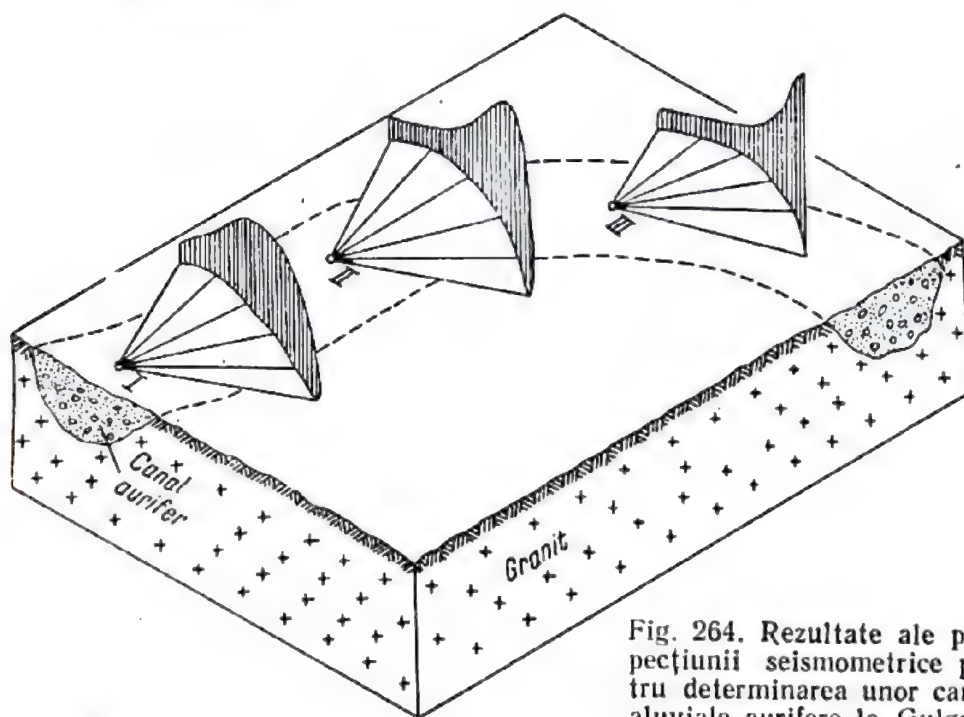
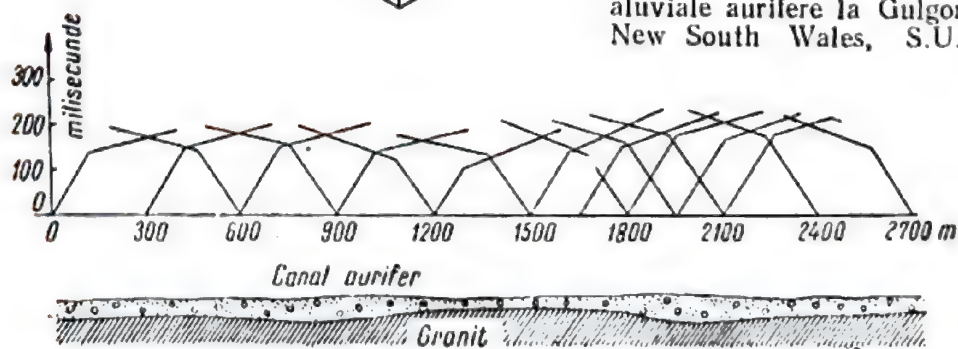


Fig. 264. Rezultate ale prospecțiunii seismometrice pentru determinarea unor canale aluviale aurifere la Gulgong, New South Wales, S.U.A.



împreună cu hodografii respectivi ai undelor refractate, în zona anticlinalului petrolifer Musjid-i-Suleiman din Iran.

Contrastul mare de viteză de propagare a undelor elastice realizat între calcarele de Asmari ¹ cutate și rocile din cuvertura ² acestora, a permis aplicarea cu succes în acest caz, a prospecțiunii seismometrice bazate pe refracția undelor elastice, lucru destul de rar în acest gen de probleme geologice.

3.3. Probleme de geologie economică în terenuri cristaline sau eruptive. Aplicabilitatea prospecțiunii seismometrice în astfel de probleme este, în general, foarte restrinsă; unele aplicații, în cazuri cu totul favorabile, au fost totuși încununate de succes. Pentru exemplificare este prezentat mai jos unul dintre acestea, și anume:

— *Determinarea unor canale în granite, umplute cu aluviuni aurifere.* În figura 264 sînt reproduse, după Heiland (1946), rezultatele aplicării prospecțiunii seismometrice bazate pe refracția undelor elastice, în scopul determinării unor canale de eroziune în granite umplute cu aluviuni aurifere în regiunea Gulgong, New South Wales, S.U.A.

Determinarea direcției axelor canalelor s-a efectuat prin metoda împușcării în evantai, axul canalului fiind stabilit prin punctele cu cea mai mare diferență de timp la fiecare evantai.

Pentru determinarea extinderii canalelor s-a folosit metoda profilării de refracție pe profiluri transversale la direcția axelor stabilite, după cum s-a arătat mai înainte. Astfel, prin combinarea a două procedee de prospecțiune seismometrică s-a reușit să se rezolve problema geologică.

CAPITOLUL XXXVIII

INTERPRETAREA GEOLOGICĂ A ANOMALIILOR ȘI ELEMENTELOR STRUCTURALE DEDUSE PRIN PROSPECȚIUNEA ELECTROMETRICĂ

1. APLICABILITATEA PROSPECȚIUNII ELECTROMETRICE. CAPACITATEA DE REZOLVARE A PROBLEMELOR GEOLOGICE

Aplicabilitatea prospecțiunii electrometrice este condiționată de existența unui contrast de proprietăți fizice, în speță *conductibilitatea electrică*, între obiectul geologic de prospectat din subsol și rocile sau formațiunile

¹ paleogene (oligocene)

² miocene

împreună cu hodografii respectivi ai undelor refractate, în zona anticlinalului petrolifer Musjid-İ-Suleiman din Iran.

Contrastul mare de viteză de propagare a undelor elastice realizat între calcarele de Asmari ¹ cutate și rocile din cuvertura ² acestora, a permis aplicarea cu succes în acest caz, a prospecțiunii seismometrice bazate pe refracția undelor elastice, lucru destul de rar în acest gen de probleme geologice.

3.3. Probleme de geologie economică în terenuri cristaline sau eruptive. Aplicabilitatea prospecțiunii seismometrice în astfel de probleme este, în general, foarte restrânsă; unele aplicații, în cazuri cu totul favorabile, au fost totuși încununate de succes. Pentru exemplificare este prezentat mai jos unul dintre acestea, și anume:

— *Determinarea unor canale în granite, umplute cu aluviuni aurifere.* În figura 264 sînt reproduse, după Heiland (1946), rezultatele aplicării prospecțiunii seismometrice bazate pe refracția undelor elastice, în scopul determinării unor canale de eroziune în granite umplute cu aluviuni aurifere în regiunea Gulgong, New South Wales, S.U.A.

Determinarea direcției axelor canalelor s-a efectuat prin metoda împușcării în evantai, axul canalului fiind stabilit prin punctele cu cea mai mare diferență de timp la fiecare evantai.

Pentru determinarea extinderii canalelor s-a folosit metoda profilării de refracție pe profiluri transversale la direcția axelor stabilite, după cum s-a arătat mai înainte. Astfel, prin combinarea a două procedee de prospecțiune seismometrică s-a reușit să se rezolve problema geologică.

CAPITOLUL XXXVIII

INTERPRETAREA GEOLOGICĂ A ANOMALIILOR ȘI ELEMENTELOR STRUCTURALE DEDUSE PRIN PROSPECTIUNEA ELECTROMETRICĂ

1. APLICABILITATEA PROSPECTIUNII ELECTROMETRICE. CAPACITATEA DE REZOLVARE A PROBLEMELOR GEOLOGICE

Aplicabilitatea prospecțiunii electrometrice este condiționată de existența unui contrast de proprietăți fizice, în speță *conductibilitatea electrică*, între obiectul geologic de prospectat din subsol și rocile sau formațiunile

¹ paleogene (oligocene)

² miocene

geologice în care acesta se găsește; în plus, contrastul de proprietăți fizice trebuie să fie cât mai mare în valoare, iar obiectul geologic să fie situat la o adâncime cât mai mică. Cu cât aceste condiții sînt mai bine satisfăcute, cu atât mai mult este asigurat succesul prospecțiunii electrometrice.

Data fiind marea varietate a metodelor de prospecțiune electrometrică (așa cum reiese din cele prezentate mai înainte), bazate pe principii, fenomene și tehnici de lucru diferite, contrastul de proprietăți fizice existent în subsol între obiectul geologic de prospectat și rocile sau formațiunile geologice înconjurătoare acestuia se va reflecta în mod diferit în diversele mărimi fizice sau convenționale în care se exprimă rezultatele prospecțiunii electrometrice. Pentru acest motiv, la aplicarea prospecțiunii electrometrice este de o importanță capitală alegerea metodei de prospecțiune cea mai potrivită pentru un obiect geologic de prospectat, care să reflecte cel mai fidel, mai intens și mai sugestiv caracteristicile specifice ale acestuia în anomalia electrometrică a mărimii respective caracteristică metodei sau în elementul structural dedus indirect.

Rezultă din cele de mai sus că alegerea metodei electrometrice care urmează a fi folosită în cazul unui anumit obiect geologic de prospectat este o problemă care urmează a fi rezolvată de la caz la caz, ținînd cont de condițiile specifice și concrete ale secțiunii geoelectrice a subsolului. Chiar în aceste condiții, în multe cazuri, o serie de încercări experimentale prealabile pe obiectul geologic de prospectat sînt singurele care pot fixa definitiv metoda, metodica și tehnica prospecțiunii electrometrice care trebuie folosită pentru rezolvarea problemei geologice.

2. PRINCIPALELE PROBLEME GEOLOGICE REZOLVABILE PRIN METODA DE PROSPECȚIUNE ELECTROMETRICĂ

Pentru a contura mai bine domeniul de aplicabilitate al metodelor de prospecțiune electrometrică, în scopuri pur didactice, vom prezenta mai jos principalele tipuri de probleme geologice, precum și metodele de prospecțiune electrometrică cele mai indicate pentru rezolvarea lor.

2.1. Probleme de geologie structurală regională. În astfel de probleme privind determinarea reliefului fundamentului cristalin al sedimentelor, determinarea înclinărilor regionale, a caracteristicilor structurale a cuverturii sedimentare, cele mai eficiente metode sînt *metoda curenților telurici* și *metoda magneto-telurică*. În anumite cazuri, în deosebi atunci cînd grosimea cuverturii de sedimente nu este prea mare, pot fi aplicate și metode bazate pe fenomene electrice artificiale în curent continuu pentru prospectarea fundamentului, cum ar fi *metoda profilării electrice* sau *sondajul electric vertical*; în aceste cazuri trebuie să fie satisfăcute anumite condiții și anume:

- cuvertura să fie constituită dintr-o succesiune de roci cu caracteristici electrice comparabile;
- stratificația cuverturii să fie extinsă lateral cât mai mult și să aibă continuitate;

- grosimea cuverturii să nu treacă 1 000—1 500 m;
- fundamentul să aibă o grosime mare și să fie într-un contrast de rezistivitate specifică cu cuvertura pe care o suportă, de cel puțin 5—20 x rezistivitatea specifică a cuverturii;
- înclinarea fundamentului să nu întreacă maximum 20°.

Pentru determinarea unor structuri regionale (anticlinorii, sinclinorii, antecлизе, sineclize, depresiuni, cuvete etc.) a corpurilor eruptivi care străpung pînă la o anumită adîncime cuvertura sedimentară etc., sînt recomandabile *metoda profilării electrice și sondaжul electric vertical*; de asemenea, *sondaжul electromagnetic*, îndeosebi în cazurile în care coloana sedimentară conține strate care ecranează pătrunderea curentului electric continuu în subsol.

2.2. Probleme de geologie economică. Se vor distinge ca și pentru celelalte metode de prospecțiune geofizică obiectele geologice de interes economic-minier (zăcăminte) care se găsesc în zone cu roci sedimentare, de cele care se găsesc în zone cu roci cristaline sau eruptive.

a. În terenuri sedimentare:

— Pentru determinarea structurilor posibil petrolifere sau gazeifere, cele mai eficiente metode sînt *metoda profilării electrice, sondaжul electric vertical, metoda spirei, sondaжul electro-magnetic, metoda curenților telurici și metoda magneto-telurică*.

— Pentru determinarea masivelor de sare și a structurilor de tip diapir cu sîmbure de sare se recomandă *metoda profilării electrice, sondaжul electric vertical, metoda liniilor echipotențiale în curent continuu, metoda curenților telurici, metoda magneto-telurică și metoda intensităților*.

— Pentru determinarea zăcămintelor de cărbuni mai eficientă, fără a avea însă succesul asigurat în toate cazurile, sînt *metoda potențialului natural și metoda liniilor echipotențiale în curent continuu*.

b. În terenuri cristaline sau eruptive:

— Pentru zăcăminte metalifere bogate în oxizi, carbonați, sulfuri etc. se recomandă *metoda potențialului natural, metoda liniilor echipotențiale în curent continuu și alternativ, metoda raportului căderilor de potențial în curent continuu și alternativ, metoda inducției, metoda Turam, metoda umbrei electromagnetice, metoda sfertului de undă și metoda capacității*; de asemenea, *sondaжe electrice verticale și profilare electrică cu linii de emisiune AB de lungime mică*.

— Pentru zăcăminte metalifere sărace, îndeosebi de sulfuri complexe, se recomandă *metoda potențialului natural, metoda potențialului provocat și metoda inducției*.

— Pentru determinarea zăcămintelor de grafit, cea mai eficientă este *metoda potențialului natural*.

2.3. Probleme de hidrogeologie. Pentru determinarea orizonturilor acvifere, a albiilor îngropate de rîuri, a sectoarelor cu ape subterane salinizate sau îndulcite etc., cele mai eficiente metode sînt *sondaжul electric vertical, metoda profilării electrice și metoda intensităților*.

Este de remarcă că acestea sînt singurele metode geofizice capabile să prospecteze direct prezența apei în subsol.

2.4. Probleme de geologie tehnică. Pentru studiul naturii rocilor, a adâncimii și a reliefului acestora, care constituie fundamentul în zona construcțiilor importante (uzine, fabrici, hidrocentrale, baraje, tuneluri, viaducte, poduri, diguri etc.), a fenomenelor carstice, a zonelor de îngheț permanent etc., cele mai eficiente metode sînt *metoda profilării electrice* și *sondajul electric vertical*.

Acesta este tabloul aproximativ al principalelor probleme geologice puse în fața prospecțiunii electrometrice și al metodelor cele mai indicate pentru rezolvarea lor. Rămîne de precizat, de la caz la caz, care metodă sau variantă, în funcție de condițiile concrete ale obiectului geologic de prospectat, este în măsură să reflecte mai bine și mai sugestiv caracteristicile acestuia.

3. TRĂSĂTURILE SPECIFICE ALE INTERPRETĂRII GEOLOGICE A REZULTATELOR PROSPECȚIUNII ELECTROMETRICE. EXEMPLE

Din capul locului este necesar de precizat un lucru, și anume: mai mult decît în oricare metodă de prospecțiune geofizică, interpretarea geologică a rezultatelor obținute prin diferite metode de prospecțiune electrometrică nu se poate supune unor standarde și criterii fixe. După cum s-a văzut din prezentarea diferitelor metode, caracterul datelor de informație obținute prin acestea poate varia de la unul *c a n t i t a t i v*, suficient de precis (cum ar fi, de exemplu, în cazul sondajului electric vertical, al metodei intensităților etc.), la unul pur *c a l i t a t i v* (cum ar fi, de exemplu, în cazul metodei inducției, a metodei umbrei electromagnetice etc.). Din această cauză, prezentarea acestei probleme într-un sistem unitar cu criterii și reguli de valabilitate generală sau aproape generală, este foarte greu de făcut dacă nu chiar imposibil.

Ceea ce este universal valabil în materie de interpretare geologică, comun pentru toate metodele și deci și pentru acelea de prospecțiune electrometrică, este faptul că succesul acestei operații se bazează pe o cît mai bună cunoaștere a caracteristicilor structurii geologice din regiunea în care a avut loc prospecțiunea. Fără o bună cunoaștere a structurii geologice (în linii generale bineînțeles) pe de o parte, și pe de altă parte fără o profundă înțelegere a sensului fizico-matematic și fizico-geologic, în condițiile concrete de teren a mărimilor fizice determinate prin fiecare metodă în parte, nu este posibilă o analiză justă care să separe efectele care reprezintă reflectarea caracteristicilor obiectelor geologice de prospectat (singurele care interesează din punctul de vedere economico-minier) de alte efecte neinteresante, dar uneori foarte puternice, produse de strate acvifere la diferite niveluri în coloana stratigrafică, umiditate diferită a rocilor de suprafață, efecte de relief topografic, efecte produse de variații laterale de conductibilitate electrică pentru același tip de rocă etc. O dată efectuată această analiză și separe efectele interesante urmează transpunerea acestora în termeni geologici, ținînd cont de valoarea probabilă a parametrilor geoelectrici în regiune, în speță rezistivitatea specifică a rocilor prezente; nici această operație nu este simplă, avînd

în vedere limitele mari în care variază acest parametru pentru același tip de rocă.

Cu toate limitările de mai sus, prospecțiunea electrometrică a obținut și obține succese importante în descoperirea de obiecte geologice ascunse, structuri sau zăcăminte importante din punct de vedere economic. Precizările făcute au scopul doar să atragă atenția asupra grijii cu care trebuie efectuată operația de interpretare geologică.

În țara noastră s-au efectuat și se efectuează un volum mare de prospecțiuni electrometrice. Metodele folosite sînt sondajul electric vertical și profilarea electrică clasică sau dipol pentru structuri posibil petrolifere sau gazeifere și metoda polarizației naturale, sondajul electric vertical și profilare electrică cu dispozitive AMNB scurte, metoda Turam și, mai nou, metoda liniilor echipotențiale în varianta corpului încărcat, pentru zăcăminte metalifere; de asemenea s-a experimentat metoda curenților telurici pentru determinarea de structuri posibil petrolifere sau gazeifere. Aplicarea acestor metode a contribuit efectiv la mărirea rezervelor de materii prime pentru unele minerale, necesare industriei extractive și prelucrătoare. De asemenea, unele rezultate importante au fost obținute la prospectarea apei prin metoda sondajului electric vertical.

Așadar, în ceea ce privește specificul interpretării geologice a rezultatelor prospecțiunii electrometrice — anomalii sau elemente structurale deduse — acesta este mai greu de conturat cu aspect de generalități, ca în cazul altor metode geofizice, dat fiind numărul mare al metodelor electrometrice și diversitatea mărimilor fizice în care se reflectă obiectele geologice. Pentru aceasta s-a preferat să fie prezentate direct cîteva exemple considerate tipice, din care vor reieși — pentru metodele electrometrice respective — și trăsăturile specifice ale interpretării geologice a rezultatelor acestora.

3.1. Probleme de geologie structurală regională. Din această categorie de probleme este prezentat cazul Depresiunii Șanțilkovsk din U.R.S.S., cercetat prin profilare magnetotelurică, reprodus după Berdicevski (1960).

Depresiunea Șanțilkovsk este o depresiune umplută cu sedimente de grosime mare. În partea nordică a depresiunii, fundamentul constituit din roci cristaline are o dispoziție monoclinală; el corespunde și orizontului electric de bază, cu o rezistivitate specifică mare. Sedimentele de cuvertură din această parte a depresiunii sînt caracterizate printr-o rezistivitate longitudinală medie de 3,5—4,0 Ωm . În partea sudică a depresiunii, orizontul electric de bază se schimbă, corespunzînd părții superioare a depozitelor de sare de vîrstă devoniană; în această parte, sedimentele de cuvertură sînt caracterizate printr-o rezistivitate longitudinală medie de 2,0—2,5 Ωm . O altă caracteristică importantă a părții sudice a depresiunii o constituie prezența în cuvertură a unor cute locale, specifice pentru structurile cu sare.

În figura 265 este reprodusă o hartă cu curbe de egală valoare a conductanței longitudinale unitare s (curbele subțiri) pentru o porțiune din partea sudică a depresiunii Șanțilkovsk, conținînd structura anticlinală Belokataisk. Se constată că ridicarea anticlinală a acestei structuri este marcată prin scăderea valorilor parametrului s .

În paralel cu curbele de egală valoare a conductanței unitare longitudinale sînt trasate și izobatele unui orizont electric convențional (curbele groase), care dau o imagine asupra structurii fundamentului de rezistivitate specifică mare. Adîncimile la orizontul electric convențional au fost determinate pe baza relației:

$$h = \rho_l \cdot s, \quad (399)$$

în care ρ_l reprezintă rezistivitatea longitudinală medie a sedimentelor de deasupra acestui orizont.

În general, valoarea rezistivității longitudinale medii se stabilește într-o regiune fie pe bază de carotaje electrice în sonde (dacă bineînțeles, acestea există), fie pe bază de măsurători electrometrice (prin metoda rezistivităților), în zone în care grosimea cuverturii sedimentare este cunoscută din datele prospecțiunii seismometrice.

Construirea de hărți cu izobate, ca în cazul prezentat mai sus, are avantajul că dă un caracter cantitativ imaginii structurale obținute pentru regiunea prospectată. O astfel de hartă are însă o asemănare mare, care merge pînă la identitate, cu harta curbelor de egală valoare a conductanței unitare longitudinale, care are un caracter pur calitativ. Această asemănare nu este întîmplătoare; ea derivă din faptul că adîncimile calculate pe baza relației de mai sus sînt legate de valorile conductanței unitare longitudinale printr-o relație liniară.

Datorită caracterului lor cantitativ, ținînd cont de precizările de mai sus, hărțile cu izobate con-

struite în acest mod sînt recomandabile ca un ajutor prețios pentru ridicarea eficienței interpretării geologice.

3.2. Probleme de geologie economică în terenuri sedimentare. Din această categorie de probleme au fost rezolvate prin diferite metode de prospecțiune electrometrică următoarele:

a **Structuri cu zăcăminte de hidrocarburi.** Dintre acestea prezentăm următoarele cazuri pe care le considerăm mai interesante:

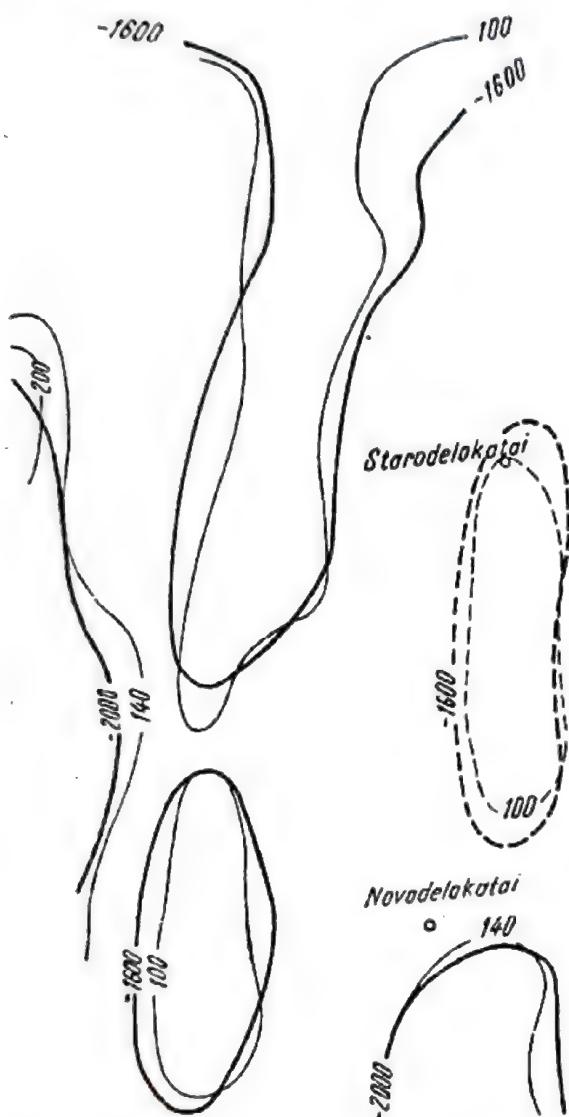


Fig. 265. Variația parametrului s și a adîncimii fundamentului rezistent în regiunea Belokataisk, U.R.S.S.

— *Regiunea de NV a Pirineilor din Franța.* În figura 266 este reprodusă după Favre (1958), harta cu izoariile elipsei obținute prin metoda curenților telurici în regiunea de nord-vest a Pirineilor mici. În această regiune sînt prezente la suprafață formațiuni cuaternare și mio-pliocene, cu o conductibilitate

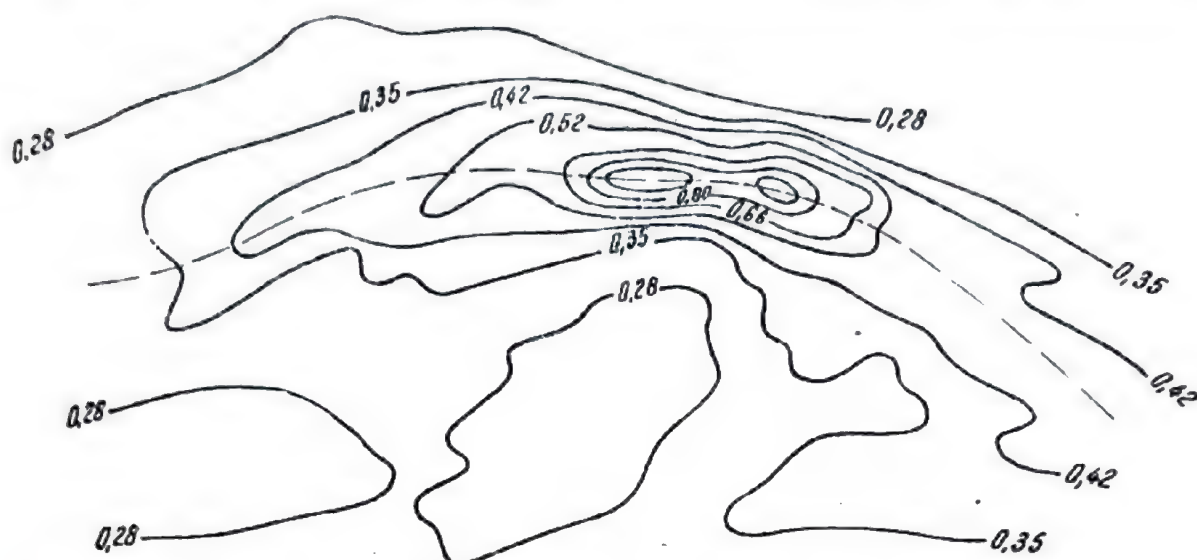


Fig. 266. Harta telurică a regiunii de NV a Pirineilor Mici, Franța.

electrică destul de mare, care acoperă roci lutețiene și eocene predominant calcaroase și, de asemenea, destul de conductoare, și care, la rîndul lor, repauzează pe roci daniene și maestrichtiene, calcaroase și cu rezistivitate specifică foarte mare. Fundamentul acestor roci este constituit din roci cenomaniene, jurasice și în bază triasice, în general calcaroase și dolomitice, de asemenea cu rezistivitatea specifică foarte mare.

Anomaliile telurice de maxim ale ariilor elipselor pun în evidență zonele de ridicare anticlinală a rocilor cu rezistivitate specifică mare ale cretacului. Informațiile telurice au fost ulterior controlate prin prospecțiuni seismometrice (reflexie) și confirmate.

— *Anticlinalul Bucșani.* În figura 267 este

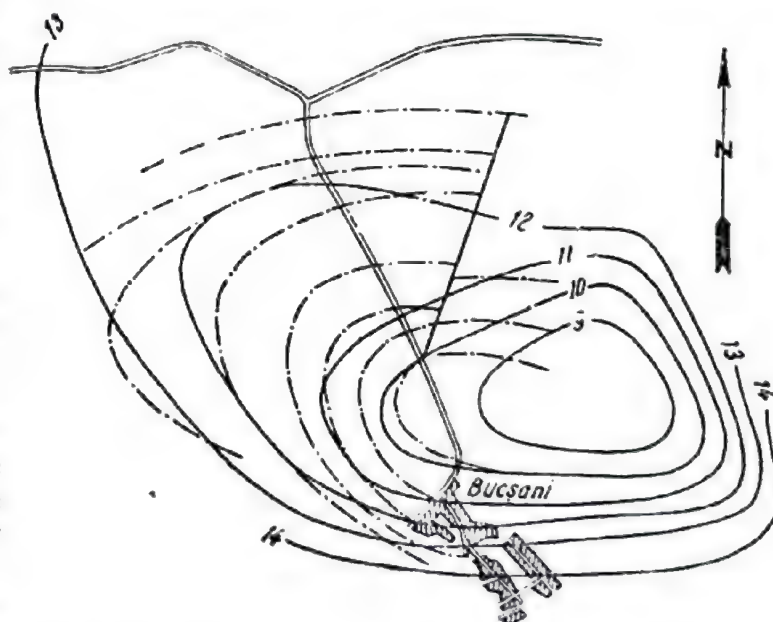


Fig. 267. Harta curbelor izoohme și izobatele pe structura petroliferă Bucșani.

reprodusă, după Lasfargues (1957), imaginea curbelor de egală valoare a rezistivității aparentă, obținută în urma unei prospecțiuni electrometrice prin metoda profilării electrice, folosind un diapozitiv AMNB, cu o lungime a liniei de emisie AB de 5 000 m, pe structura petroliferă Bucșani; în paralel cu acestea sînt figurate (prin linii întrerupte, cu puncte) izobatele structurii stabilite pe bază de foraje.

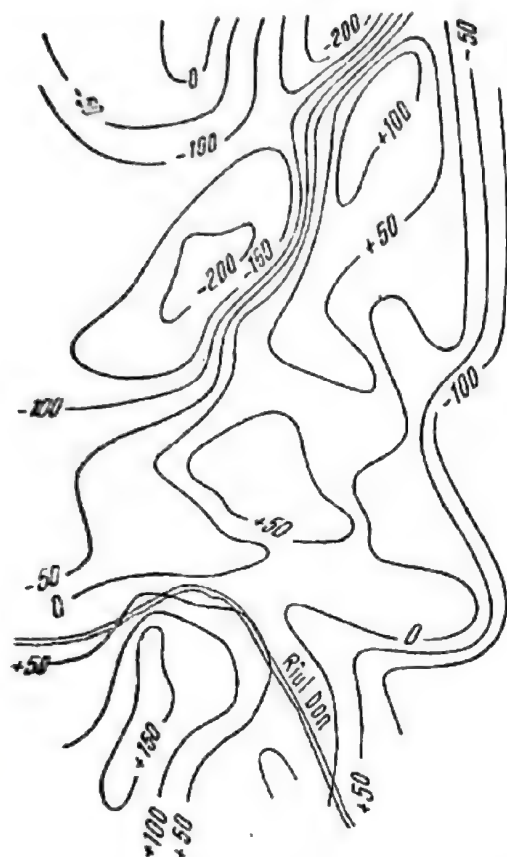


Fig. 268. Harta structurală a structurii Don Medvedîtki, U.R.S.S., obținută prin metoda SEV.

Structura petroliferă Bucșani reprezintă o cută anticlinală miopliocenă, cu un diapirism incipient al sării în axul ei, acoperită de depozite cuaternare. La lungimea de 5 000 m folosită pentru linia de emisie AB corespunde o adîncime de investigație probabilă de 1 000 — 1 250 m. Coloana stratigrafică corespunzătoare cuprinde în zona de culminație a structurii depozite cuaternare ($\rho_C = 100-200 \Omega m$), levantine ($\rho_L = 15 \Omega m$), daciene ($\rho_D = 4-8 \Omega m$), ponțiene ($\rho_P = 4-8 \Omega m$) și meoțiene ($\rho_M = 4 \Omega m$).

După cum se poate constata cu ușurință, ridicării axiale a formațiunilor mai vechi cu rezistivitate specifică mai mică îi corespunde un minim de rezistivitate aparentă. Este de asemenea de remarcat buna concordanță între imaginea izobatelor și aceea a curbelor izoohme.

— *Structura petroliferă Don Medvedîtki, U.R.S.S.* În figura 268 este reprodusă, după Sorokin și colaboratori (1951), harta structurală a structurii petrolifere Don Medvedîtki, situată lângă Arceda, U.R.S.S., obținută prin metoda sondajului electric vertical.

Prospecțiunea electrometrică a stabilit cu precizie ridicarea anticlinală, cu trei culminații locale, a etajelor mediu și superior ale carboniferului, care reprezintă pentru sondajele electrice verticale stratul de bază de rezistivitate specifică mare. Este de remarcat eficiența acestei metode pentru determinarea structurilor complicate și cu înclinări destul de mari.

— *Structura petroliferă Mooves Field, S.U.A.* În figura 269 este reprodusă după Sundberg și Nordstrom¹ harta cu izobatele determinate prin metoda intensităților (curbele pline) pentru orizontul conductor, pe structura Mooves Field, Texas, S.U.A. Zona de apex a structurii nu conține date de acest gen, datorită influenței puternice a sării din sîmburele structurii, care a deranjat măsurătorile electrometrice (închisă în aria delimitată prin linia

¹ K. Sundberg et A. Nordstrom, *Quelques résultats de prospections électriques*, Congrès Internat. des Mines, de la Métallurgie et de la Géologie Appliquée, 1930.

întreruptă, cu două puncte). Pe direcția CD, izobatele indică prezența unei falii.

Rezultatele forajelor de explorare care au descoperit și existența unor niveluri cu hidrocarburi, de interes economic, au confirmat imaginea structurală furnizată pe prospecțiunea electrometrică, inclusiv existența faliei semnalate de aceasta.

— *Structură petroliferă din U.R.S.S.* În figura 270 este reprodusă, după Dahnov (1951), o hartă cu vectorii spirei, obținută prin metoda spirei și direcția stratelor calculată pe baza lor, în paralel cu date geologice, dintr-o regiune neindicată de autor din U.R.S.S. Semnificația semnelor din figură este următoarea: 1 = înclinarea stratelor pe baza datelor obținute din sonde de explorare; 2 = limitele rocilor de diferite vârste; 3 = vectorii spirei; 4 = linii de direcție a stratelor; 6 = profiluri de rezistivitate cu $AB = 2000$ m; 7 = limitele rocilor cu diferite rezistivități specifice; 8 = perturbații geologice pe baza datelor prospecțiunii

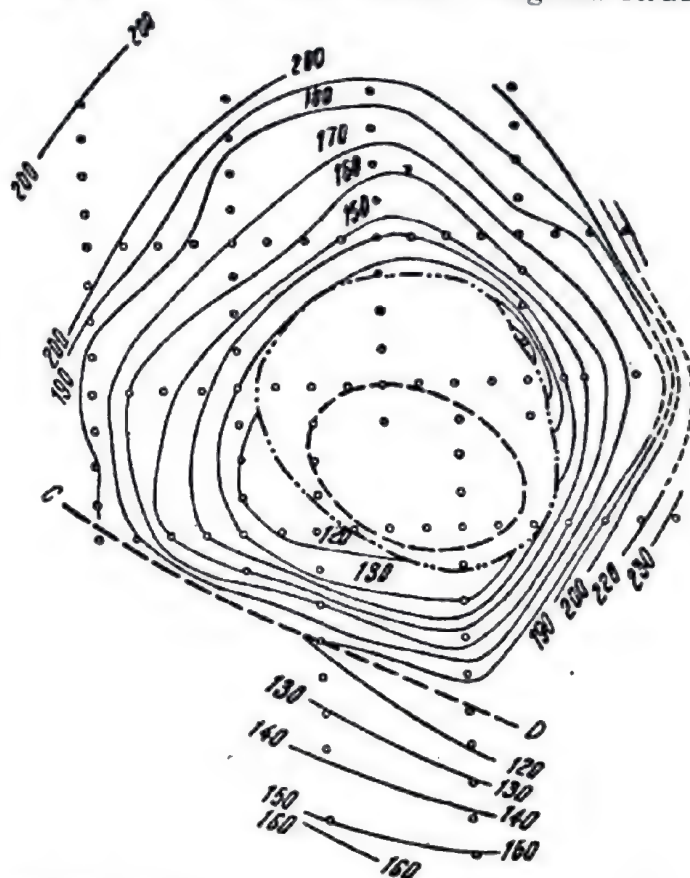


Fig. 269. Harta structurală determinată prin metoda intensităților pe structura Mooves Field, S.U.A.

electrometrice prin metoda spirei; 9 = axa cutei pe baza datelor geologice.

Este de remarcat puterea mare de sesizare a detaliilor structurale pe care o are metoda spirei în acest caz. Prospecțiunea electrometrică prin această metodă a pus în evidență compartimentarea structurii în mai multe blocuri prin falii transversale, radiale și de flanc, precum și caracterul de semicupolă al periclinului vestic, mai ridicată decât zona centrală a structurii anticlinale. De asemenea trebuie remarcată buna concordanță între axa cutei trasată pe baza datelor geologice și datele de informație obținute prin prospecțiunea electrometrică.

b. **Structuri cu sare.** Din această categorie este prezentat doar următorul exemplu:

— Creasta anticlinală de săruri de sodiu și potasiu de la *Meyenheim, Franța*. În figura 271 este reprodus după Lasfargues (1957), harta curbelor izoohme din regiunea Meyenheim, Franța. În această regiune, sub un pachet de aluviuni se găsesc depozite oligocene conținând un pachet de formațiune

a sării cu săruri de sodiu și potasiu. Grosimea aluviunilor renane este de 100—200 m, iar a oligocenului de aproximativ 1 000 m. Rezistivitățile specifice ale rocilor din secțiunea geologică sînt următoarele: 350 Ω m pentru aluviuni, 10—40 Ω m pentru marnele oligocene și practic infinită pentru formațiunea sării.

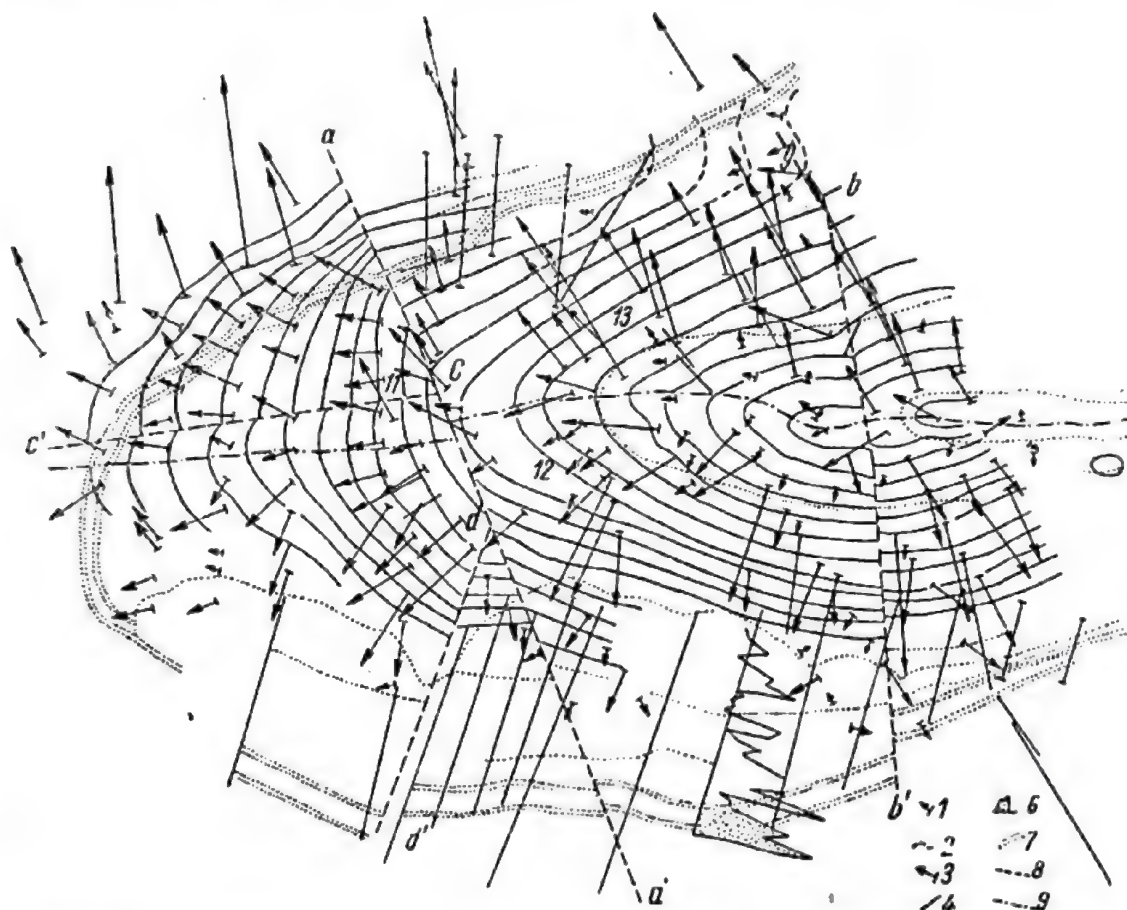


Fig. 270. Harta cu vectorii spirei și direcția stratelor, în paralel cu date geologice pentru o structură petroliferă din U.R.S.S.

Harta curbilor izoohme a fost construită prin profilare electrică, folosind un dispozitiv AMNB cu 350 m lungime a liniei de emisie AB. Nu a fost necesară o lungime mai mare a dispozitivului, deoarece orizontul de formațiune a sării se găsește la partea superioară a oligocenului.

Explorarea prin foraje pe baza informațiilor prospecțiunii electrometrice a pus în evidență existența, sub pachetul de aluviuni renane, a unei creste anticlinale a formațiunii salifere cu conținut de săruri de sodiu și potasiu.

c. Accidente rupturale. Din această categorie este prezentat numai un singur exemplu:

— *Falie în cîmpia Souss, Maroc.* În regiunea cîmpiei Souss din Maroc se găsesc la suprafață sedimente argiloase de vîrstă cuaternară, care acoperă un strat rezistent reprezentat de depozite cretacice. Rezistivitatea specifică a argilelor este de 15—30 Ω m, iar a depozitelor cretacice de 60—80 Ω m.

În regiune, prezența unor izvoare arteziene indica existența apei în subsol și a unei zone faliate.

Prospecțiunea electrometrică prin metoda SEV a condus la o imagine a fundamentului rezistent, reprezentat de sedimente cretacice, care confirmă existența unei zone faliate.

În figura 272 este reprodusă, după Lasfargues (1957), imaginea structurală obținută pe această cale, în paralel cu un profil de variație a rezistivității aparente, determinată pentru lungimea liniei de emisie AB de 3 000 m. Imaginea structurală, precum și prezența apei în calcarele cretacice, a fost ulterior confirmată de foraje.

d. **Domuri de sare.** Din această categorie sînt prezentate două exemple, și anume:

— *Regiunea domurilor de sare din Gabon, Africa ecuatorială franceză.* Figurile 273 și 274 sînt extrase dintr-un studiu geofizic complex (gravimetric-telurometric-seismometric) efectuat de Reyre și Vallet¹ în regiunea domurilor de sare din Gabon și reprezintă imaginile izoariilor elipselor, obținute în urma prospecțiunii electrometrice prin metoda curenților telurici în două etape: regională și de detaliu.

Prospecțiunile complexe și ulterior forajele de explorare au dovedit că zonele de valori maxime ale ariilor elipselor corespund unor domuri de sare.

— *Dom de sare din New Mexico, S.U.A.*

În figura 275 este reprodus, după Heiland (1946), un exemplu de corelare între curbele de sondaj electric vertical și foraje de explorare pe un dom de sare din New Mexico, S.U.A. În această regiune, acoperișul sării este constituit din gipsuri, calcare și șisturi. Dintre toate rocile prezente, rezistivitatea specifică cea mai mică o au șisturile.

Se observă că minimele rezistivității aparente pe curbele SEV, corespunzătoare nivelului superior de șisturi, se pot corela foarte bine, dînd o imagine foarte apropiată de cea structurală (limita superioară a domului de sare). În schimb, sarea nu dă nici o indicație pe curbele SEV, datorită adîncimii mai mari la care se găsește.

e. **Direcția stratificației.** O problemă interesantă care poate fi rezolvată în terenuri sedimentare prin prospecțiuni electrometrice, folosind metoda liniilor echipotențiale în curent continuu, este aceea a determinării direcției

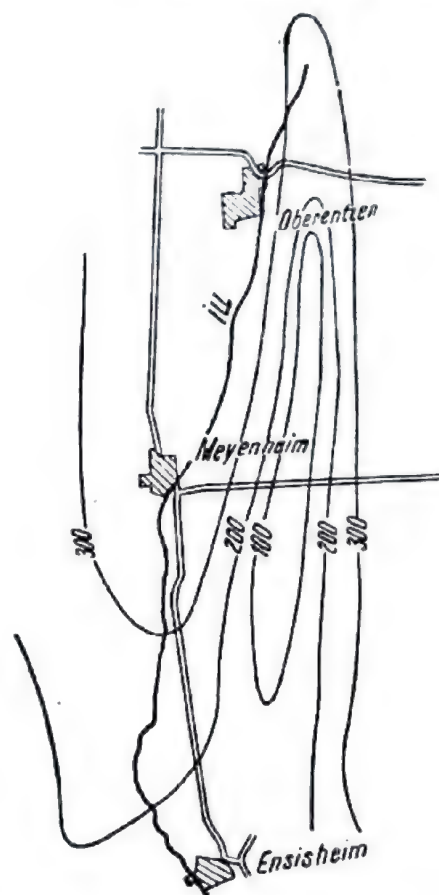


Fig. 271 Harta curbilor izoohme în regiunea Meyenheim, Franța.

¹ D. Reyre et J. M. Vallet, *Étude de dômes de sel au Gabon*, Geophysical Prospecting, VI, 1, 1958.

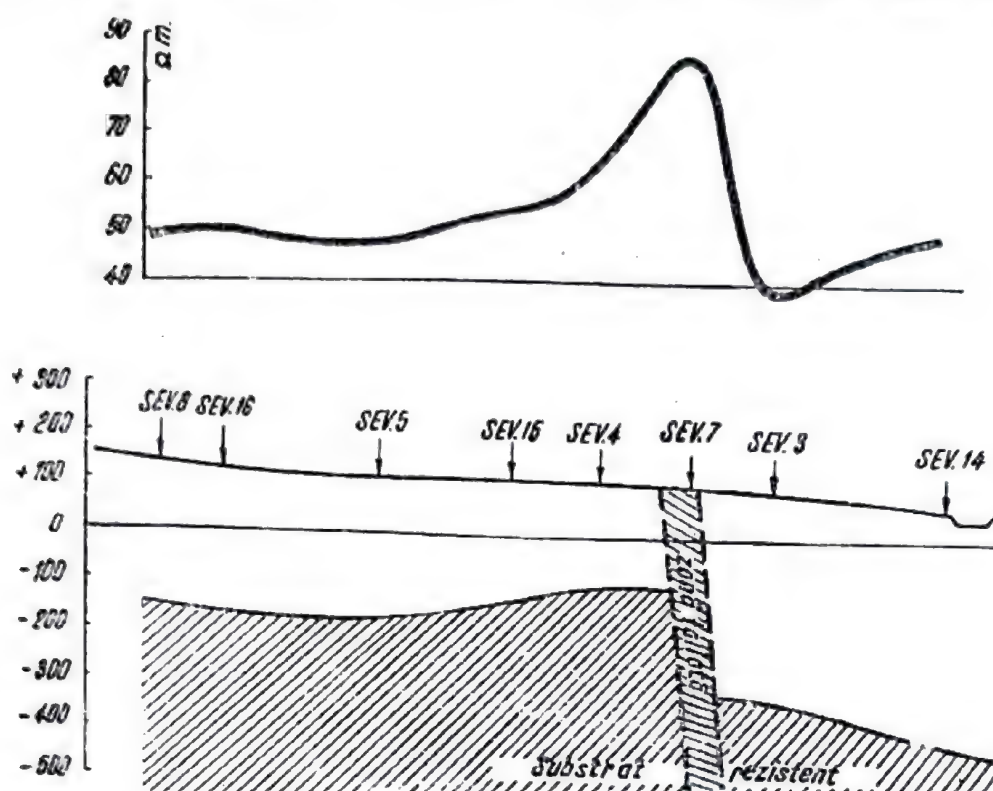


Fig. 272. Variația rezistivității aparente și soluția structurală a zonei faliat din Cîmpia Souss, Maroc.

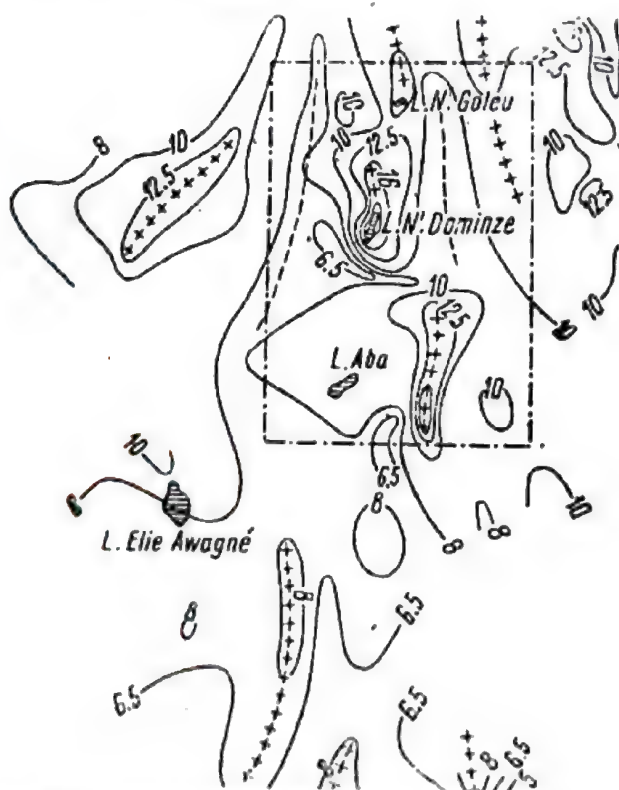


Fig. 273 Hartă telurică regională în Gabon.

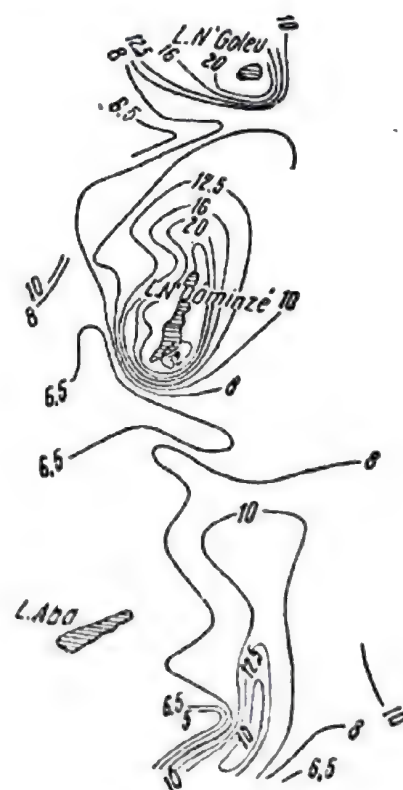


Fig. 274. Hartă telurică de detaliu în Gabon.

stratificației. În cele ce urmează se dă un exemplu pentru a lămuri modul cum se aplică metoda în această problemă geologică.

— *Direcția stratificației în Kuzbass, U.R.S.S.* În figura 276 este reprodusă, după Dahnov (1951), imaginea obținută cu prilejul cercetării direcției

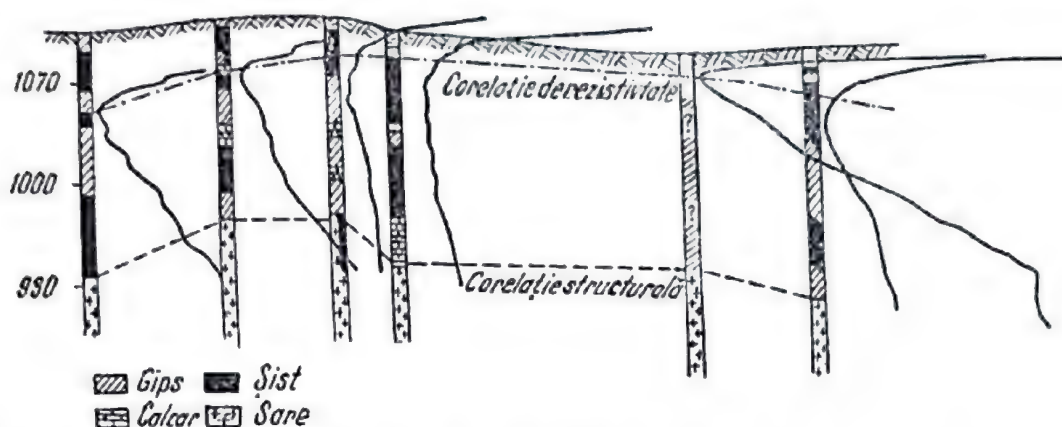


Fig. 275. Curbele SEV pe un dom de sare din New Mexico, S.U.A., în paralel cu rezultatele forajelor de explorare.

de stratificație prin metoda liniilor echipotențiale la o sondă din Kuzbass, U.R.S.S. Se remarcă cu ușurință forma de elipsă perfectă a liniei echipotențiale obținută în jurul sondei, a cărei axă mare indică cu precizie direcția de stratificație.

1. *Zăcămintele de cărbuni.* Din această categorie se dau două exemple, și anume:

— *Zăcămintele de antracit din U.R.S.S.* În figura 277 este reprodusă, după Dahnov (1951), harta curbelor echipotențiale obținută prin metoda liniilor echipotențiale în varianta metodei corpului încărcat, în cazul unui zăcămint de antracit din U.R.S.S. În aceeași figură este marcat prin hașuri și conturul zăcămintului

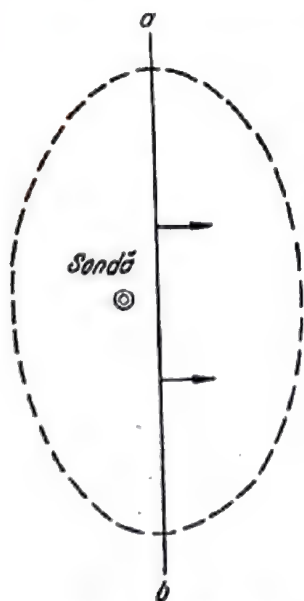


Fig. 276. Curbă echipotențială ridicată în jurul unei sonde din Kuzbass, U.R.S.S.

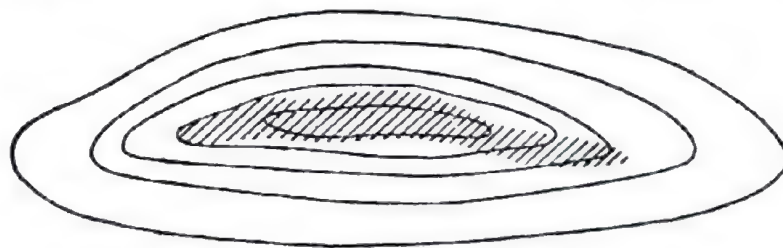


Fig. 277. Harta curbelor echipotențiale obținută prin metoda corpului încărcat în cazul unui zăcămint de antracit din U.R.S.S.

de antracit. Se poate constata cu ușurință că liniile echipotențiale au o formă sensibil asemănătoare conturului zăcămintului pe care îl circumscriu cu fidelitate.

— *Zăcămint de lignit.* În figura 278 sînt reproduse, după Heiland (1946), trei curbe de sondaj electric vertical pe un zăcămint de lignit.

Lignitul prezintă o stratificație orizontală și este acoperit de un pachet de nisipuri și pietrișuri, în grosime de cîțiva metri pînă la cîteva zeci de metri.

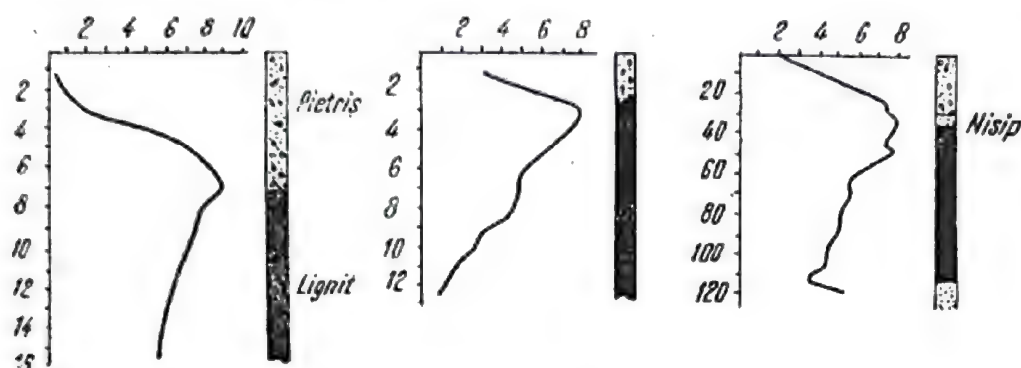


Fig. 278. Curbe SEV pe un zăcămint de lignit.

Stratele de lignit au infiltrații de ape mineralizate, fapt care le scade rezistivitatea specifică, în timp ce formațiunea acoperitoare are o rezistivitate specifică mare. Se constată că limita sedimente/lignit este net marcată pe curbele SEV printr-un maxim al rezistivității aparente.

3.3. Probleme de geologie economică în terenuri cristaline și eruptive. Din această categorie de probleme au fost rezolvate prin diferite metode de prospecțiune electrometrică următoarele, privind îndeosebi determinarea de zăcămint de minereuri:

a. **Zăcămint de sulfuri complexe.** Zăcămintele de sulfuri complexe reprezintă de fapt domeniul mare de aplicare al metodelor electrometrice în astfel de terenuri. Ca exemple concludente se citează următoarele:

— *Zăcămintul de la Leadville, Australia.* În figura 279 este reprodus, după Heiland (1946), un profil indicînd variația potențialului electric natural peste zăcămintul de sulfuri de Fe, Cu, Pb și Zn de la Leadville, Australia.

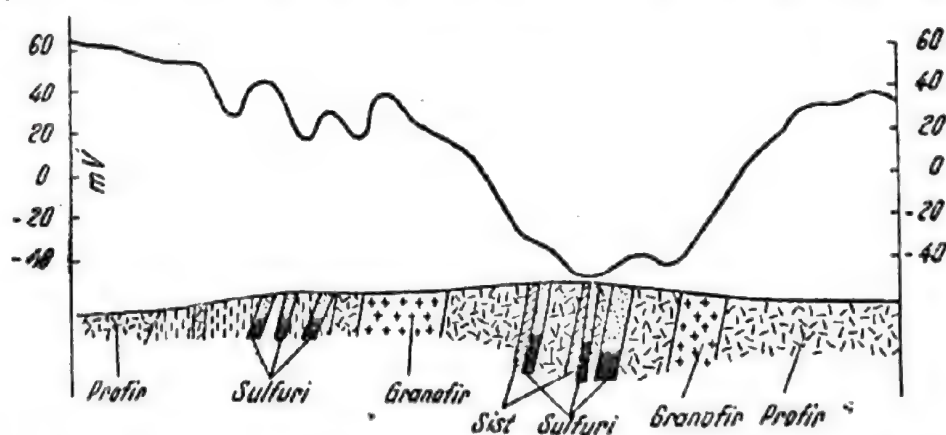


Fig. 279. Variația potențialului electric natural deasupra zăcămintului de sulfuri complexe de la Leadville, Australia.

Zăcămintul este constituit din filoane aproape verticale, cuprinse în șisturi cuarțitice și roci cu epidot de tipul porfirelor și granofirelor, deasupra cărora se găsește o cuvertură subțire de roci sedimentare. Filoanele au o grosime de 3—7 m și prezintă la partea superioară o zonă de oxidație, constituind pălăria de fier cu carbonat de fier, a cărei dezvoltare în adâncime este de 30—70 m.

Anomaliile potențialului natural dau indicații prin valorile minime ale acestuia asupra zonelor mineralizate și în detaliu asupra fiecărui filon în parte.

În figura 280 este reprodusă, după Heiland (1946), o imagine reprezentând rezultatele prospecțiunii electrometrice prin metoda inducției obținută pentru același zăcămint. Se constată că și prin această metodă se obține o bună localizare în plan a filoanelor de sulfuri complexe.

— *Zăcămintele din Districtul Skellefte, Suedia.* În figura 281 este reprodus, după Šumi¹, un profil reprezentând datele prospecțiunii prin metoda potențialului provocat și prin metoda profilării electrice peste unul din zăcămintele de sulfuri complexe din Districtul Skellefte, Suedia.

Zăcămintele sînt constituite din corpi de pirită fin granulată, cu conținut și de alte sulfuri metalice, interstratificați în porfire cuarțifere și avînd o înclinare mare; la suprafață, zăcămintul este acoperit de un pachet de pietrișuri glaciale, în grosime de cîțiva metri.

Pentru prospecțiune a fost folosit un dispozitiv AMNB de tip Wenner, cu $l = 40$ m, deplasat pe un profil cu cîte 20 m. La acest zăcămint se constată un minim al variației rezistivității aparente (deoarece zăcămintul este conductor) și un maxim intens al parametrului de potențial provocat (datorită diseminării piritei cu o granulație fină).

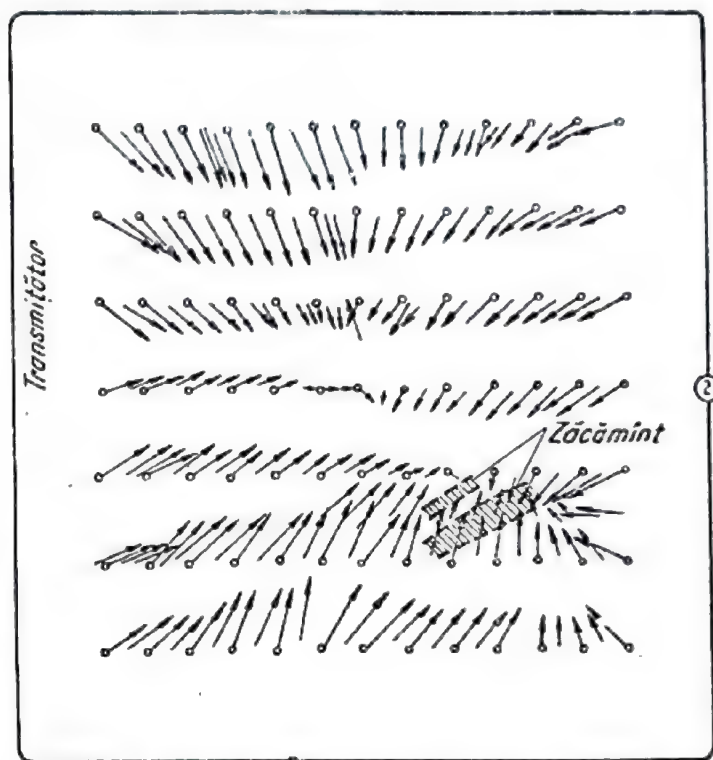


Fig. 280. Rezultatele prospecțiunii electrometrice prin metoda inducției peste zăcămintul de la Leadville, Australia.

¹) F. Š u m i, *Geophysical exploration in mining by induced polarisation*, *Geophysical Prospecting*, VII, 3, 1959.

În figura 282 este reprodusă, după H. Hedstrom ¹, o hartă cu curbe de egală valoare a diferenței de fază, determinată prin metoda TURAM, peste unul din zăcămintele din aceeași regiune.

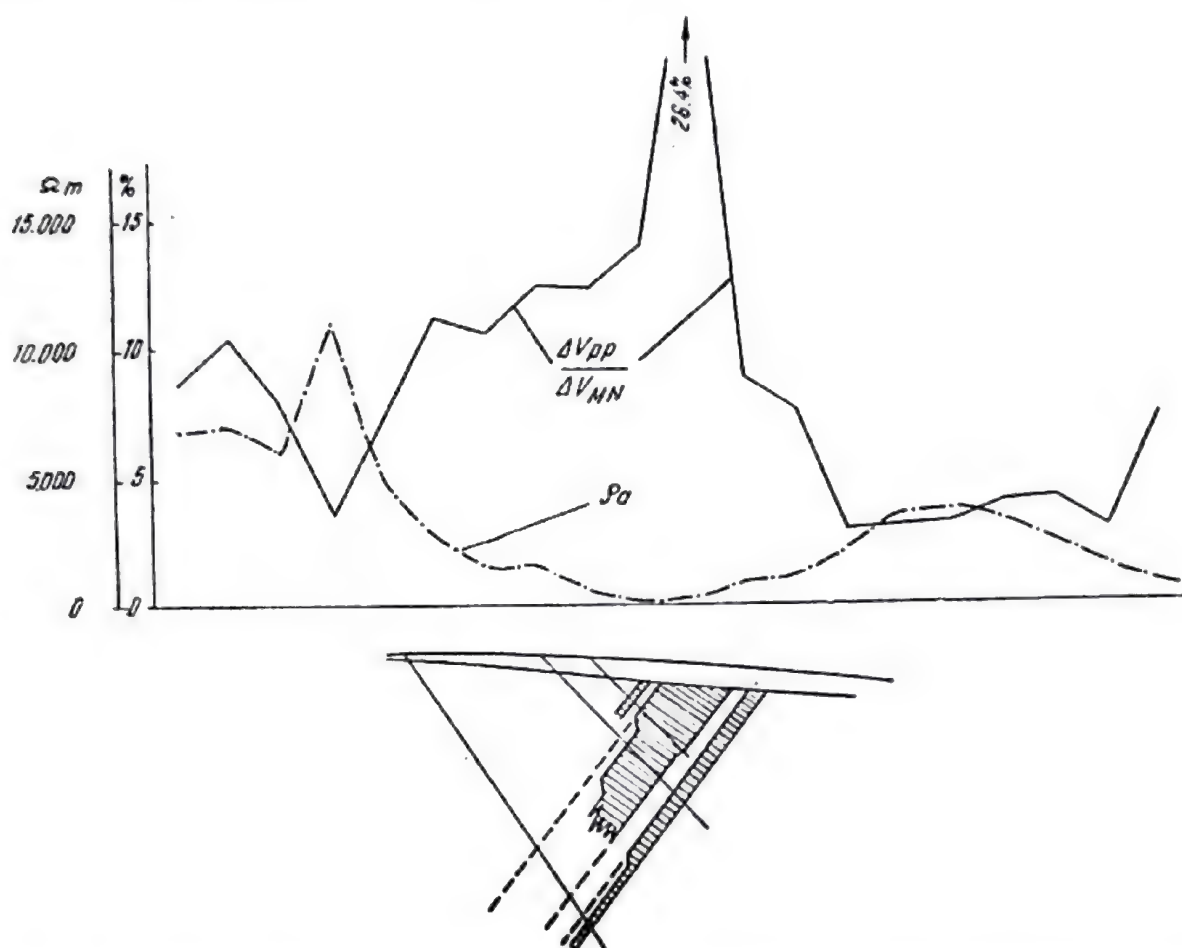


Fig. 281. Variația rezistivității aparente și a parametrului de potențial provocat peste unul din zăcămintele din Districtul Skellefte, Suedia.

După explorarea prin șanțuri (marcate pe figură) s-a constatat că anomalia de minim a diferenței de fază este produsă de unul din corpurile de sulfuri complexe, cu un conținut important de Fe, Zn, Pb și Ag.

În sfârșit, în figura 283 este reprodus, după un prospect al firmei ABEM ², un exemplu de aplicare al unei alte metode de prospecțiune electrometrică în aceeași regiune, și anume a metodei SLINGRAM. În paralel cu anomaliile SLINGRAM este figurată și secțiunea geologică stabilită pe baza a două foraje, avînd marcate zonele mineralizate și procentul de mineralizație. Pe figură, anomaliile componentelor în fază sînt marcate prin linii pline și a celor în cuadratură prin linii întrerupte. Măsurătorile au fost efectuate cu

¹ H. Hedstrom, *Phase measurements in electrical prospecting*, AIMME, Technica Publication Nr. 827-L50, 1937.

² — *Slingram method*, ABEM, Stockholm-Sweden, 1957.

distanțe de 20 și 40 m între cadre și frecvența de 500 și 1 500 cicli/s. Se poate observa că apar două anomalii, mai intense pentru distanța de 20 m între cadre și frecvența de 500 cicli/s, care marchează prezența în adâncime a celor doi corpi mineralizați, stabiliți ulterior prin foraje.

— *Zăcămint indicat de anomalia potențialului natural.* În figura 284 este reprodus, un profil din care reiese variația potențialului natural asupra unui zăcămint lenticular de pirită cupriferă.

După cum se poate remarca, anomalia potențialului natural caracterizată printr-un minim care depășește 100 mV marchează cu fidelitate prezența acestui zăcămint în subsol.

— *Cîmpul minier Buchans, Terra Nova.* Rezultate deosebit de interesante au fost obținute prin metoda liniilor echipotențiale în cîmpul minier Buchans din Terra Nova. Zăcămintele sînt de formă lenticulară și au conținut de 1,4% Cu, 7,65% Pb, 17,85% Zn, 0,33 g/t Au și 3,25 g/t Ag. Ele se găsesc în zona de contact a depozitelor arhaice cu porfirite și tufuri.

În figura 285 sînt reproduse, după Sundberg și Nordstrom¹, cîteva profiluri, din care se poate constata morfologia curbilor de variație a potențialului electric deasupra unor diferite forme de corpi mineralizați, forme cunoscute pe baza forajelor de explorare executate în urma prospekțiunii electrometrice.

— *Zăcămintul de la Novo-Levinsk, Ural, U.R.S.S.* În figura 286 reprodusem, după Iakubovski și Liahov (1956), imaginea distribuției liniilor echipotențiale în curent alternativ, în paralel cu caracteristicile structurii geologice pentru zăcămintul Novo-Levinsk din Ural, U.R.S.S.

Zăcămintul este constituit din corpi mineralizate 4, situate la contactul dintre șisturi sericito-cuarțitice 2, cu o zonă de impregnații difuze de sulfuri 3 și albitofire 1. Liniile echipotențiale 6 prin dispersarea lor indică în mod evident zonele în care sînt prezente corpurile mineralizate.

În figura 286 este indicat dispozitivul de introducere a curentului alternativ în subsol, cu cei doi electrozi liniari de curent 5 legați la o sursă de curent alternativ.

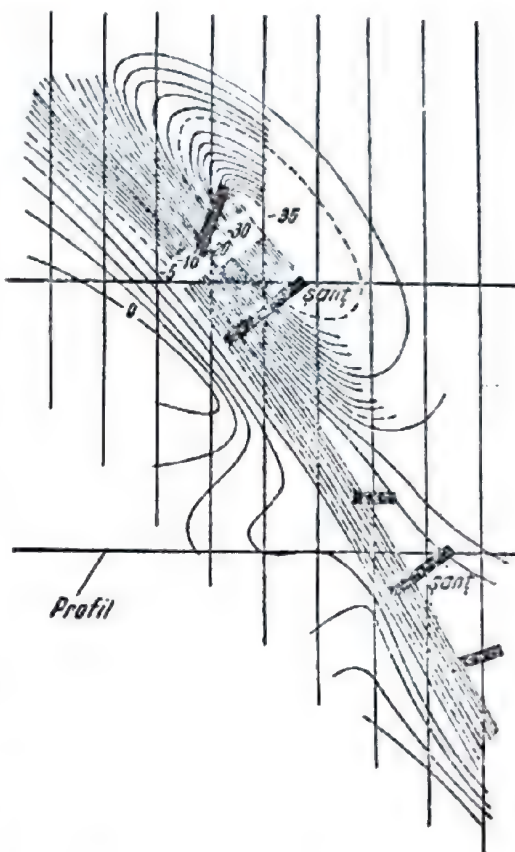


Fig. 282. Anomalia diferenței de fază deasupra unuia din zăcămintele din Districtul Skellefte, Suedia.

¹ K. Sundberg et A. Nordstrom, *Quelques résultats de prospections électriques*, Congrès Internat. des Mines, de la Métallurgie et de la Géologie appliquée, Liège, 1930

— Zăcămintele din regiunea Quebec, Canada. În figura 287 este reprodusă, după Bergmann¹, o hartă cu rezultatele prospecţiunii electrometrice prin

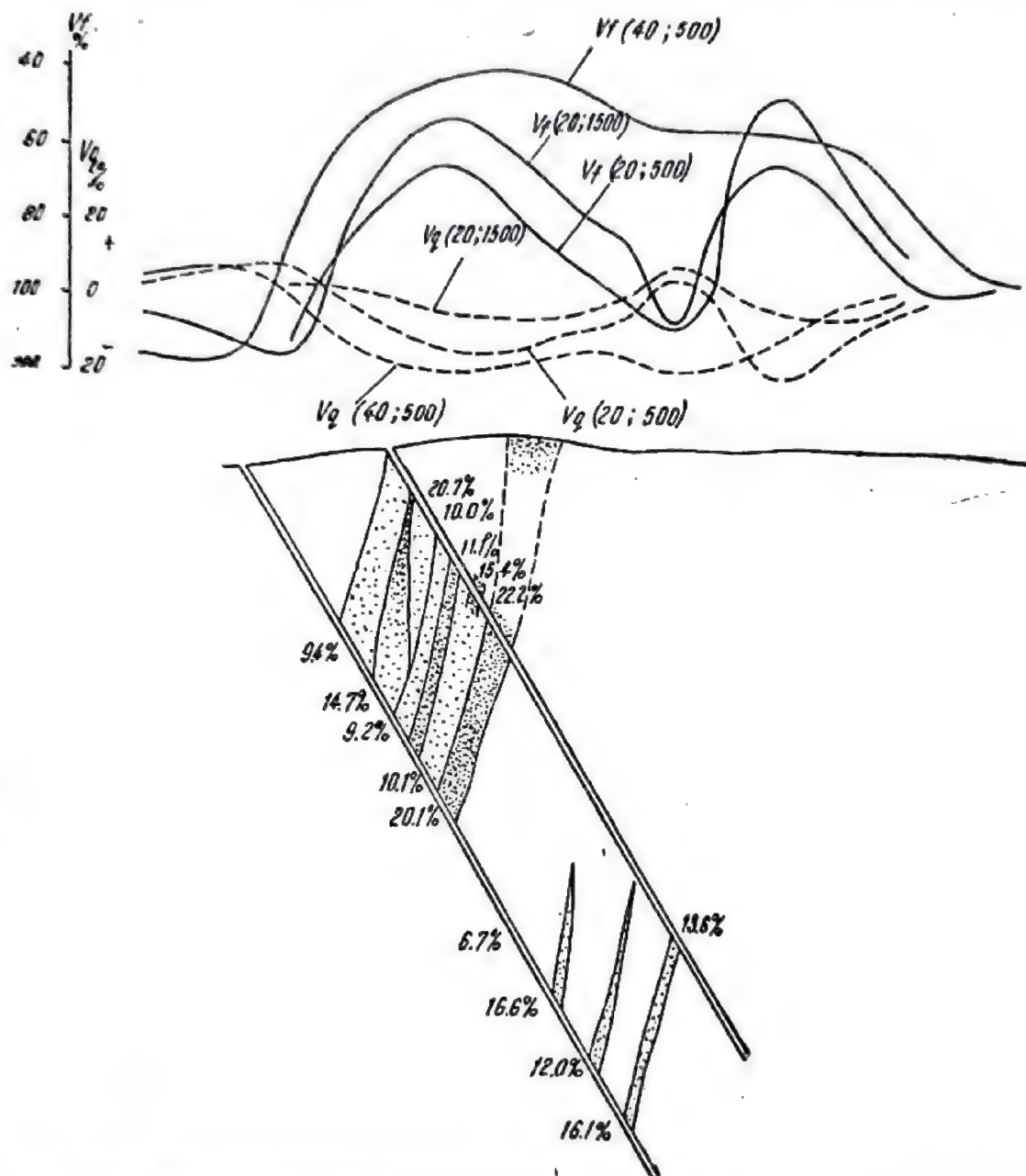


Fig. 283. Anomalii SLINGRAM deasupra unui zăcămint din Districtul Skellefte, Suedia
metoda RONKA, deasupra unui zăcămint de sulfuri complexe cu conţinut
de Au şi Ag din regiunea Quebec, Canada.

¹ H. J. Bergmann, *The use of the RONKA horizontal loop equipment in ground electromagnetic surveys*, Annual Meeting of the Canada Institute of Mining and Metallurgy, 1959

Fig. 284. Variația potențialului natural deasupra unui zăcămint

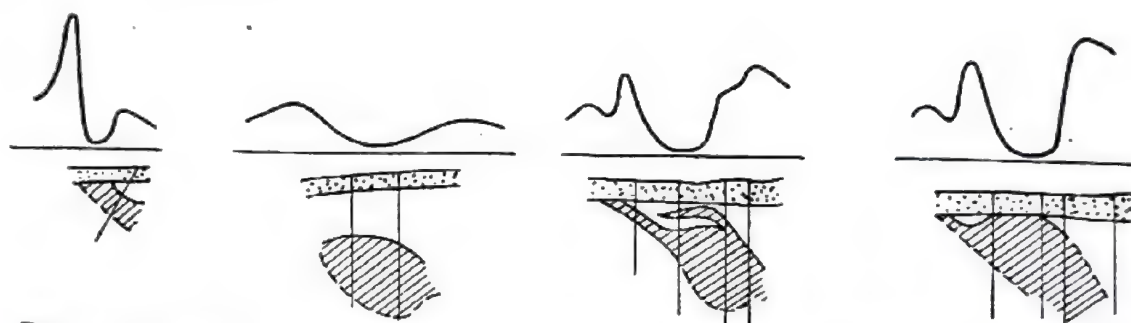
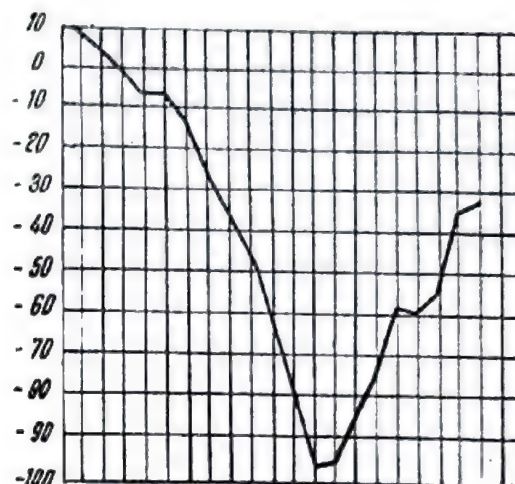


Fig. 285. Variația potențialului electric deasupra unor corpi mineralizați din cîmpul minier Buchans, Terra-Nova.

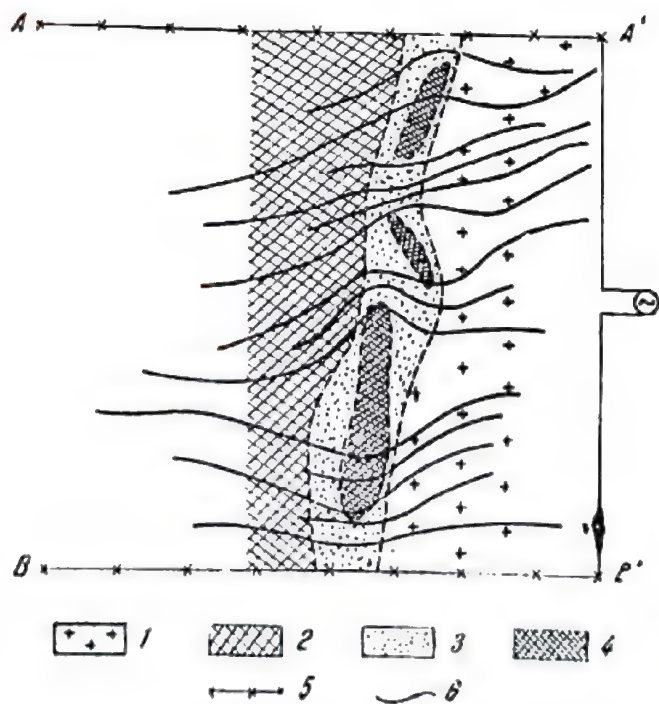


Fig. 286. Imaginea distribuției liniilor echipotențiale deasupra zăcămintului de la Novo-Levinsk, U.R.S.S.

Zăcămintul este lenticular, cantonat în roci vulcanice acoperite de depozite cuaternare și are un conținut de 2,25% Cu, 3,92% Zn, 1,21 g/t Ag și 0,016 g/t. Au. După cum se poate remarca, variația procentuală a compoziției în fază (curba plină) și în cuadratură (curba întreruptă) cu curentul

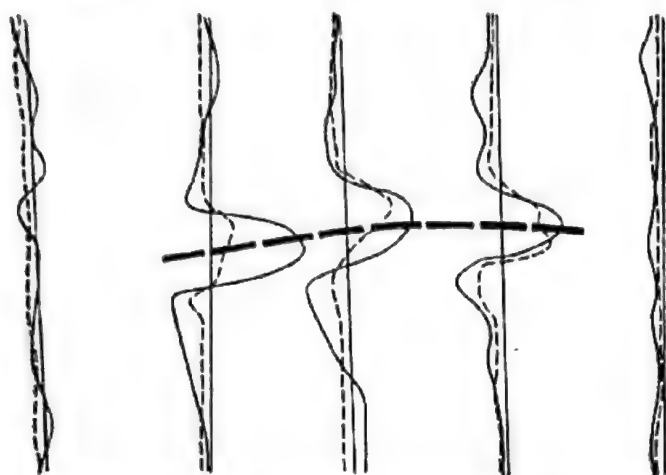


Fig. 287. Anomalii RONKA deasupra unui zăcămint de sulfuri complexe din regiunea Quebec, Canada.

primar delimitează sugestiv lentila mineralizată. După efectuarea prospecțiunii, explorarea prin 15 foraje a anomaliei electrometrice a conturat cu precizie zăcămintul.

b. Zăcăminte de mercur. Încercările de aplicare a metodelor electrometrice de cercetare a zăcămintelor de mercur au fost încununate de succes în unele cazuri. Vom exemplifica aceasta în cele ce urmează:

— *Zăcămintul de cinabru de la Idrija, R.S.F. Iugoslavia.* În figura 288 reproducem, după Šumi¹, rezultatele obținute la un orizont din Mina Idrija prin metoda

potențialului provocat. Mina Idrija exploatează un zăcămint constituit din corpuri de cinabru fin diseminat în roci dolomitice, corpurile având un conținut mediu de circa 0,5% Hg. Prospecțiunea a fost executată cu un dispozitiv AMNB de tip Wenner, cu $l = 5$ m. Cele două mărimi determinate, rezistivitatea aparentă și parametrul de potențial provocat au indicat prin maxime și minime poziția corpurilor mineralizați. După cum se poate remarca, eficiența mai mare aparține indicațiilor date de parametrul de potențial provocat.

c. Zăcăminte de aur. Și în legătură cu descoperirea de zăcăminte de aur au fost făcute câteva încercări care au avut succes. Dintre acestea se citează un singur caz, și anume:

— *Zăcămintele filoniene de cuarț aurifer în Georgia, S.U.A.* În figura 289 este reprodusă, după Lasfargues (1957), imaginea variației raportului căderilor de potențial înregistrată deasupra unor filoane de cuarț aurifer din Georgia, S.U.A.

Filoanele de cuarț aurifer au o rezistivitate specifică mare în raport cu rocile în care se găsesc, reprezentate de gneisse și șisturi precambriene foarte alterate la suprafață. Filoanele cu grosimi care variază de la câțiva centimetri până la 2 m.

După cum se poate remarca, prezența filoanelor în subsol este remarcată de variații în valoarea raportului căderilor de potențial, cu oscilații peste și sub valoarea medie de 1.

d. Probleme de geologie tehnică. Prospecțiunea electrometrică are aplicații importante în anumite probleme de geologie tehnică, în special pentru

¹ F. Šumi, *Geophysical exploration in mining by induced polarisation*, Geophysical Prospecting, VII, 3, 1959.

studiul fundamentului în zonele în care se proiectează construcții industriale mari. Pentru exemplificare se citează în cele ce urmează:

— *Studiul amplasamentului optim al barajului de la Oued-El-Lil, Tunisia.*
În figura 290 reproducem, după Lasfargues (1957), un interesant exemplu

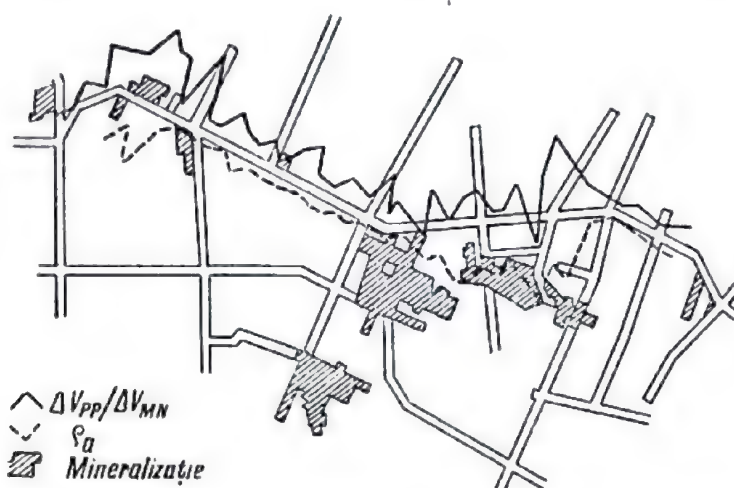


Fig. 288. Variația rezistivității aparente și a parametru-
lui de potențial provocat în Mina Idrija, R.P.F. Iugo-
slavia.

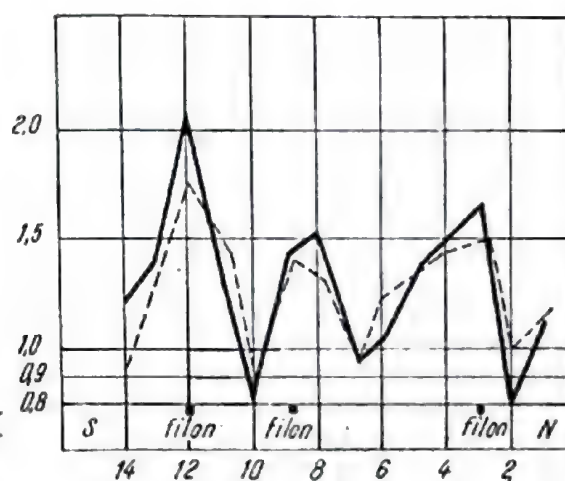


Fig. 289. Variația raportului căderilor de po-
tențial deasupra unor filoane de cuarț aurifer
din Georgia, S.U.A.

de rezolvare prin metoda profilării electrice a unei probleme de geologie teh-
nică. Este vorba de stabilirea naturii fundamentului (gresii sau marne?) în
regiunea respectivă, pentru amplasarea unui baraj.

Variația rezistivității aparente a fost stabilită cu un dispozitiv AMNB, cu o lungime de 200 m a liniei de emisie AB. Cercetarea electrometrică a diferențiat net zonele de gresii din fundament ($\rho_g = 100 \Omega m$), marcate

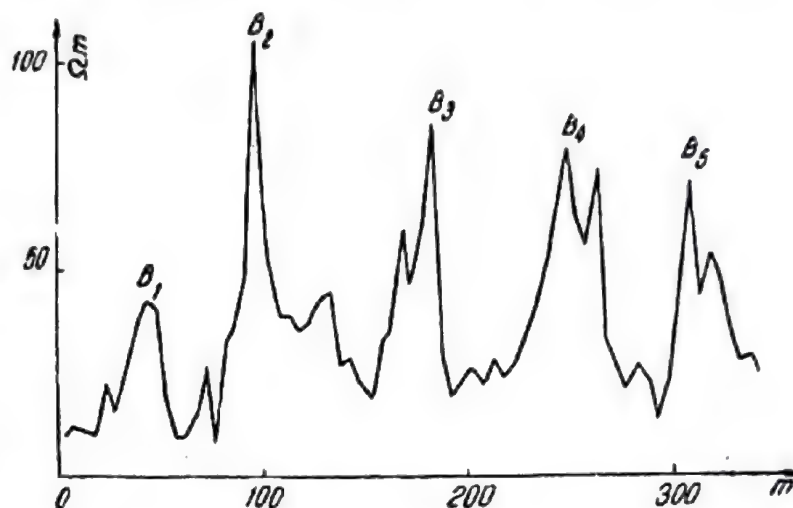


Fig. 290. Variația rezistivității aparente în regiunea Oued-El-Lil, Tunisia.

în figura 290 prin maximele B_1 , B_2 , B_3 , B_4 și B_5 , de zonele de marne din fundament ($\rho_m = 10 - 20 \Omega m$), permițând amplasarea barajului proiectat în condiții optime.

CAPITOLUL XXXIX

INTERPRETAREA GEOLOGICĂ A DIAGRAMELOR DE CAROTAJ GEOFIZIC

1. APLICABILITATEA METODELOR GEOFIZICE DE CAROTAJ. CAPACITATEA DE REZOLVARE A PROBLEMELOR GEOLOGICE

Aplicabilitatea metodelor geofizice de carotaj se bazează pe reflectarea diferențiată a diverselor tipuri de roci sau substanțe minerale utile în diferitele mărimi fizice folosite la aceste metode. Ca și în cazul metodelor geofizice de prospecțiune, această reflectare diferențiată este condiționată de existența unor contraste de proprietăți fizice (rezistivitate specifică, con-

ținut în elemente radioactive, porozitate, conductibilitate termică etc.), pe care le realizează între ele diversele pachete de roci în subsol. Este de precizat că cu cât aceste contraste de proprietăți fizice vor fi mai mari în valoare, cu atât diferențierea pachetelor de roci în anomalii cu caracteristici diferite va fi mai netă. Spre deosebire însă de metodele geofizice de prospecțiune, măsurătorile se efectuează chiar în gaura de sondă, deci în imediata vecinătate a obiectelor geologice, și distanța (echivalentă la metodele de prospecțiune cu „adîncimea”) intervine cu o influență mai mică, fiind aproape aceeași. Influența variațiilor diametrului găurii de sondă se face resimțită totuși puternic asupra rezultatelor carotajului radioactiv, și în parte și asupra celui electric (rezistivitatea aparentă). De asemenea, prezența în gaura de sondă a fluidului de foraj intervine uneori la unele metode de carotaj prin proprietățile lui fizice diferite de cele corespunzătoare rocilor care constituie secțiunea geologică. Aceste condiții specifice aplicării metodelor geofizice de carotaj fac ca reflectarea diverselor pachete de roci traversate de gaura de sondă să fie foarte diferită în funcție de mărimea fizică folosită, caracteristicile litologice locale și natura fluidului de foraj folosit.

Natura oferă condiții variate aplicării metodelor de carotaj geofizic. Unele trăsături specifice cu caracter general, ale reflectării diferitelor tipuri de roci sau substanțe minerale utile în anomalii ale mărimilor fizice folosite există totuși. În cele ce urmează sînt trecute în revistă, după Dahnov (1961), caracteristicile diferitelor mărimi fizice pentru principalele tipuri de roci și substanțe minerale utile prezente în mod obișnuit în găurile de sondă.

Argile. Acest tip de roci se caracterizează prin:

- valori mici ($1 - 10 \Omega m$, excepțional $20 - 30 \Omega m$) a rezistivității aparente ρ_a ;

- anomalii pozitive ale potențialului natural PN atunci cînd noroiul de foraj este mai puțin sărat ca apele din stratificație și anomalii negative invers;

- valori mici ale potențialului provocat V_p ; cu creșterea conținutului în nisip al argilelor, valorile acestui potențial cresc;

- valori mari ale intensității radiației γ naturale;

- valori mici ale intensității radiației $n-\gamma$;

- anomalii pozitive ale temperaturii t atunci cînd temperatura noroiului de foraj este mai mare ca a argilelor și negative invers.

Șisturi argiloase. Acest tip de roci se caracterizează prin:

- valori mai mari ca la argile ($5 - 30 \Omega m$) a rezistivității aparente ρ_a ;

- anomalii pozitive ale potențialului natural PN atunci cînd noroiul de foraj este mai puțin sărat decît apele din stratificație și prin anomalii negative invers;

- valori mari ale intensității radiației γ naturale;

- valori mici ale intensității radiației $n-\gamma$;

- anomalii pozitive ale temperaturii t atunci cînd temperatura noroiului de foraj este mai mare ca a șisturilor argiloase și negative invers; intensitatea lor este însă mai mică decît în cazul argilelor.

Marne. Acest tip de roci se caracterizează prin:

- valori variate (de la cîteva unități la cîteva mii de Ωm) a rezistivității aparente ρ_a ;

— anomalii pozitive ale potențialului natural PN atunci când noroiul de foraj este mai puțin sărat decât apele din stratificație și prin anomalii negative invers. Atunci când marnele se găsesc între strate de nisipuri sau calcare, anomaliile potențialului natural sînt pozitive; atunci când se găsesc între strate de argile, pot fi pozitive, cu intensitate mică, nule sau chiar negative, cu intensitate mică;

— valori mari ale intensității radiației γ naturale; valori mai puțin intense la marnele dolomitizate;

— valori mici ale intensității radiației $n-\gamma$;

— anomalii negative de intensitate mică ale temperaturii t atunci când marnele se găsesc între strate de argile; anomalii pozitive de intensitate mică, nule sau chiar negative de intensitate mică, atunci când marnele se găsesc între strate de gresii sau calcare.

Nisipuri. Acest tip de roci se caracterizează prin:

— valori variate (de la zero la cîteva mii de Ω m) a rezistivității aparente ρ_a ;

— anomalii negative de intensitate mare ale potențialului natural PN atunci când noroiul de foraj este mai puțin sărat decât apele din stratificație și dacă nisipurile se găsesc între strate de argile; anomalii pozitive sau negative de intensitate mică atunci când nisipurile se găsesc între strate de roci carbonatate;

— valori mari ale intensității potențialului provocat V_{pp} ;

— valori foarte mici ale intensității radiației γ naturale; în nisipuri și gresii petrolifere uneori valori mari ale intensității acestei radiații;

— valori mici ale intensității radiației $n-\gamma$ la nisipuri acvifere și petrolifere; ceva mai mari la nisipurile gazeifere sau saturate cu ape puternic mineralizate;

— anomalii negative ale temperaturii t atunci când temperatura noroiului de foraj este mai mare ca a nisipurilor și când acestea se găsesc între strate de argile, șisturi argiloase sau marne; anomalii pozitive atunci când temperatura noroiului de foraj este mai mică decât a nisipurilor.

Gresii. Acest tip de roci se caracterizează prin:

— valori variate (de la zero la cîteva mii de Ω m) a rezistivității aparente ρ_a ;

— anomalii negative ale potențialului natural PN atunci când gresiile sînt cuprinse între strate de argile și când noroiul de foraj este mai puțin sărat decât apele din stratificație;

— valori mari ale intensității potențialului provocat V_{pp} ;

— valori ale intensității radiației γ naturale mai mari ca la nisipuri, dar mai mici ca la argile;

— valori mari ale intensității radiației $n-\gamma$;

— anomalii negative ale temperaturii t atunci când temperatura noroiului de foraj este mai mare ca a gresiilor și când acestea se găsesc între strate de argile, șisturi argiloase sau marne; anomalii pozitive atunci când temperatura noroiului de foraj este mai mică decât a gresiilor.

Conglomerate și pietrișuri. Acest tip de roci se caracterizează prin:

— valori variate (de la cîteva unități la cîteva mii de Ω m) a rezistivității aparente ρ_a ;

- anomalii negative de intensitate mică sau nule ale potențialului natural PN ;
- valori variate în limite foarte mari ale intensității radiației γ naturale, în general însă mai mici ca la argile;
- valori variate în limite mari ale intensității radiației $n-\gamma$;
- anomalii negative ale temperaturii t dacă temperatura noroiului de foraj este mai mare ca a conglomeratelor sau a pietrișurilor.

Roci carbonatate (calcare și dolomite). Aceste tipuri de roci se caracterizează prin:

- valori în general mari (de la câteva unități la câteva zeci de mii de Ωm), a rezistivității aparente ρ_a ;
- anomalii negative ale potențialului natural PN atunci când pachetele de roci carbonatate se găsesc între strate de argile sau marne;
- valori mari ale intensității potențialului provocat V_{pp} ;
- valori mici ale intensității radiației γ naturale; (atunci când pachetele de roci carbonatate se găsesc între strate de argile produc anomalii negative);
- valori mari ale intensității radiației $n-\gamma$; dacă rocile carbonatate sînt cavernoase și cu porozitate mare, intensitatea acestei radiații scade;
- anomalii negative ale temperaturii t atunci când pachetele de roci carbonatate se găsesc între strate de argile și când temperatura noroiului de foraj este mai mare decît a rocilor carbonatate.

Depozite hidrochimice (sare gemă, săruri de potasiu, gips, anhidrit). Aceste tipuri de roci se caracterizează prin:

- valori foarte mari (pînă la câteva sute de mii de Ωm) a rezistivității aparente ρ_a ;
- anomalii comparabile cu acelea produse de argile ale potențialului natural PN , însă de intensitate mai mică;
- valori foarte mici ale intensității radiației γ naturale, cu excepția celor care conțin K_{40}^{40} și pentru care intensitatea acestei radiații atinge valori mari;
- valori mici ale intensității radiației $n-\gamma$ la gips; valori mari la anhidrit, sare gemă și săruri de potasiu și magneziu;
- anomalii negative ale temperaturii t .

Roci eruptive. Aceste tipuri de roci se caracterizează prin:

- valori mari ale rezistivității aparente ρ_a ; fac excepție cele care conțin procente mai ridicate de minerale de tipul oxizilor sau sulfurilor;
- anomalii pozitive ale potențialului natural PN în dreptul zonelor intens mineralizate cu sulfuri; negative în dreptul zonelor fisurate sau alterate;
- valori ridicate ale intensității potențialului provocat V_{pp} , îndeosebi la cele cu conținut de sulfuri;
- valori mari ale intensității radiației γ naturale la rocile acide; mai mici la cele intermediare și bazice;
- valori mari ale intensității radiației $n-\gamma$;
- anomalii negative ale temperaturii t la rocile cu conținut de magnetită sau sulfuri; anomalii pozitive la serpentine, roci fisurate sau alterate etc.

Petrol. Prezența petrolului în stratele colectoare se caracterizează prin:

- valori mari sau mijlocii a rezistivității aparente ρ_a ;
- valori negative, uneori apropiate de zero a potențialului natural PN ;

— valori mijlocii ale intensității potențialului provocat V_{pp} , care descresc cu creșterea granulației rocii colectoare;

— valori mici ale intensității radiației γ naturale;

— valori mici ale intensității radiației $n\text{-}\gamma$;

— anomalii negative ale temperaturii t .

Gaze naturale. Prezența gazelor naturale în stratele colectoare se caracterizează prin:

— valori mijlocii sau mari a rezistivității aparente ρ_a ;

— valori negative sau în jur de zero ale potențialului natural PN ;

— valori mijlocii ale intensității potențialului provocat V_{pp} , care descresc cu creșterea granulației rocii colectoare;

— valori mici ale intensității radiației γ naturale;

— valori mari ale intensității radiației $n\text{-}\gamma$;

— anomalii negative, uneori pozitive ale temperaturii t ;

Cărbuni. Prezența stratelor de cărbuni se caracterizează prin:

— valori foarte mici ale rezistivității aparente ρ_a la antracit și cărbuni bruni; la cărbuni bituminoși valori foarte mari (pînă la 10 000 Ωm);

— valori pozitive ale potențialului natural PN la antracit și semiantracite; negative la cărbuni bruni;

— valori variate ale intensității potențialului provocat V_{pp} , care descresc cu scăderea încărbunării; valori maxime la antracit, minime la cărbuni bruni;

— valori mici ale intensității radiației naturale γ ; valori mari la cărbunii argiloși, șisturi cărbunoase și grafitoase;

— anomalii pozitive ale temperaturii t .

Minereuri metalifere. Prezența corpurilor minerali cu minereuri metalifere se caracterizează prin:

— valori mici ale rezistivității aparente ρ_a ;

— valori pozitive ale potențialului natural PN ; la adîncimi mari pot fi negative;

— valori foarte mari ale intensității potențialului provocat V_{pp} , îndeosebi la minereurile de sulfuri;

— valori diferite ale intensității radiației γ naturale după natura mine-reului; valori foarte mari la mineralele de uraniu și toriu.

Acesta este tabloul general al caracteristicilor reflectării în diversele mărimi fizice, folosite la metodele geofizice de carotaj, a diferitelor tipuri de roci sau substanțe minerale utile. Este clar că aceste caracteristici se referă la rocile omogene de tipul respectiv și că variații locale de facies, prezența intercalațiilor etc., vor modifica sensibil caracteristicile așa cum au fost prezentate mai sus. De aceea, cele de mai sus trebuie privite cu oarecare rezerve, fiind posibil ca local, în anumite condițiuni specifice, ele să nu fie satisfăcute.

Pentru a preciza mai intuitiv modul cum are loc reflectarea diferențiată a diverselor tipuri de roci sau substanțe minerale utile în diferitele mărimi

fizice, folosite la metodele de carotaj geofizic, au fost reproduse în figura 291, după Dahnov (1961), diagramele-tip pentru câteva tipuri de roci. Semnificația coloanei stratigrafice este următoarea: 12 = argile; 13 = nisipuri; 14 = gresii; 15 = marne; 16 = calcare compacte; 17 = calcare poroase, fisurate și cavernoase; 18 = gipsuri; 19 = anhidrite; 20 = gaze; 21 = petrol. Din această figură, în care sînt sintetizate caracteristicile reflectării așa cum au fost detaliate mai sus, reiese în mod clar posibilitatea de diferențiere în anomalii a diverselor tipuri de roci și de separare a pachetelor de roci diferite pe baza diagramelor de carotaj geofizic.

Metodele geofizice de carotaj funcționează cu succes în terenurile sedimentare și îndeosebi pentru localizarea în găurile de sondă a straturilor purtătoare de petrol sau gaze naturale; în ultimii 15 ani, ele au fost extinse cu suficient succes și la localizarea straturilor de cărbuni și chiar a unor zăcăminte metalifere.

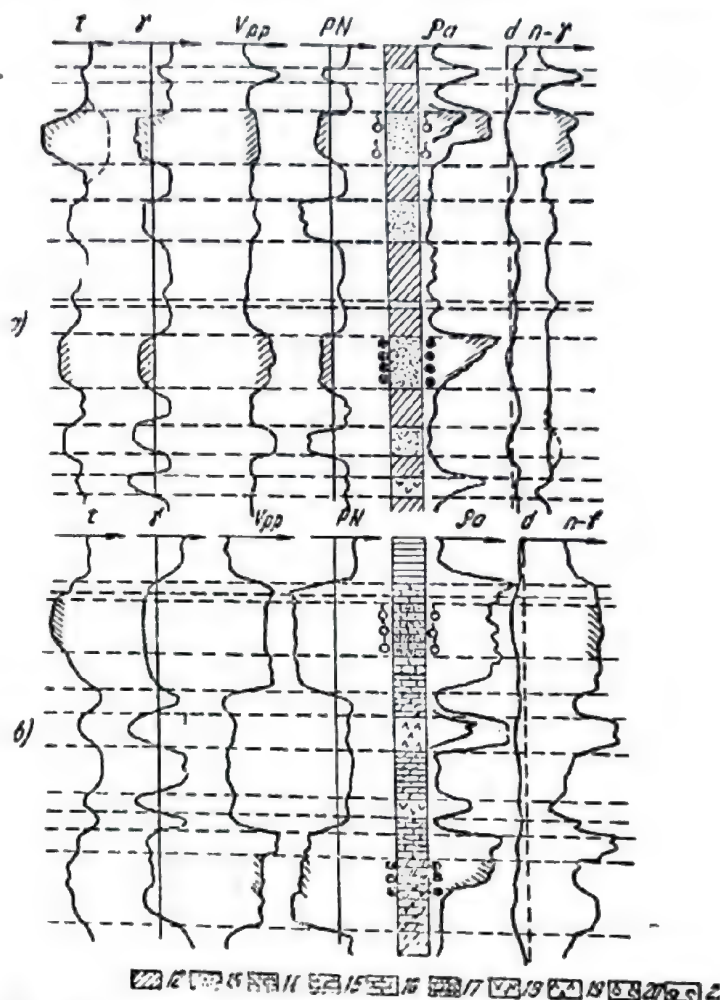


Fig. 291. Aspectul anomaliilor mărimilor fizice folosite în metodele de carotaj geofizic, în dreptul unor straturi de diverse tipuri de roci și a unor straturi petrolifere și gazeifere.

2. PRINCIPALELE PROBLEME GEOLOGICE REZOLVABILE PRIN METODELE DE CAROTAJ GEOFIZIC

Aplicațiile metodelor geofizice de carotaj în problemele geologice sînt multiple și variate. În cele ce urmează se dau cîteva indicații asupra naturii problemelor geologice celor mai importante, care sînt rezolvabile cu ajutorul metodelor de carotaj geofizic. Acestea sînt:

2.1. Determinarea adîncimii limitelor și a grosimii straturilor traversate de gaura de sondă. În general, determinarea limitelor de adîncime și a grosimii straturilor constituite din diverse tipuri de roci trebuie făcută

după curba acelei mărimi fizice, în care reflectarea lor este mai netă, diagramele obținute cu celelalte metode geofizice de carotaj servind doar pentru control. Practica folosirii metodelor de carotaj geofizic a arătat că eficiența cea mai mare pentru determinarea adâncimii limitelor și a grosimii stratelor este dată de:

- anomaliile PN pentru stratele de nisipuri;
- anomaliile ρ_a pentru bancurile de nisipuri saturate cu petrol sau gaze;
- anomaliile PN și γ pentru stratele de calcare compacte;
- anomaliile $n-\gamma$ pentru stratele de calcare cu porozitate mare;
- anomaliile ρ_a pentru strate petrolifere sau gazeifere, strate cu roci puțin poroase (gresii compacte, calcare, dolomite) și roci eruptive sau metamorfice;
- anomaliile PN , V_{pp} și γ pentru stratele cu porozitate și permeabilitate mare.

Folosirea anomaliilor caracteristice precizate mai sus, controlate cu anomaliile altor mărimi fizice, asigură:

- stabilirea succesiunii și diferențierii stratelor constituite din diferite tipuri de roci, traversate de gaura de sondă;
- stabilirea repartiției complexelor de roci poroase, niveluri cu cărbuni sau minerale metalifere care pot forma obiectul exploatării și separarea acestora;
- punerea în evidență a stratelor care produc anomalii caracteristice ale mărimilor fizice folosite în metodele de carotaj geofizic și care vor servi ca repere de corelare.

2.2. Corelarea profilurilor de sondă și construirea secțiunilor geologice și a hărților structurale. Existența diagramelor de carotaj geofizic la mai multe sonde în șantier permite valorificarea informațiilor de tipul celor de mai sus pe plan mai general. Aceasta are loc prin operația de corelare a profilurilor de sondă.

Corelarea se face pe repere geofizice, respectiv anomalii ale diferitelor mărimi fizice folosite, care, din cauza morfologiei lor caracteristice pe care o conservă și apartenenței lor la anumite orizonturi geologice, stabilesc precis poziția stratigrafică a acestora. Reperele geofizice pot fi produse fie de strate, fie de limite între strate. Pe baza separării pe diagramele fiecărei sonde a reperelor geofizice se pot construi apoi profiluri geologice, trasându-se liniile de corelare (linii care unesc părțile superioare și inferioare a reperelor geofizice) și apoi hărți structurale, hărți cu izopachite etc.

Principalele probleme geologice rezolvabile prin corelarea profilurilor de sondă sînt următoarele:

- diferențierea rocilor care alcătuiesc profilurile în funcție de proprietățile lor litologice, determinarea locului, poziției și grosimii stratelor;
- stabilirea existenței substanțelor minerale utile în zăcămintele și studierea particularităților repartiției lor pe suprafața șantierului;
- studiul structurii diferitelor tipuri de roci și al caracterului variațiilor de facies pe orizontală și verticală;
- diferențierea stratigrafică a profilurilor și, indirect, determinarea vârstei geologice a rocilor;

- stabilirea formelor de zăcămint ale rocilor și substanțelor minerale utile în șantiere;
- punerea în evidență a accidentelor rupturale care afectează formele de zăcămint ale rocilor;
- studiul avansării apei marginale de sinclinal;
- stabilirea relațiilor cantitative între diferite mărimi fizice, îndeosebi ρ_a și productivitatea stratelor petrolifere;
- rezolvarea unor probleme de detaliu, cum ar fi: determinarea conținutului în argilă a rocilor, a coeficientului de porozitate și permeabilitate a rocilor colectoare, calculul coeficienților de saturație în petrol sau gaze a orizonturilor productive, evaluarea conținutului calitativ și de cenușă a cărbunilor minerali etc¹.

După cum se poate remarca, operația de corelare a profilurilor de sondă conduce la rezolvarea unor variate și importante probleme geologice.

În afară de reperele geofizice care stau la baza operației de corelare geologică, aceasta mai este ajutată de existența unor criterii de interpretare geologică stabilite pe baza reflectării comparabile în anomalii a diferitelor formațiuni geologice din diferite șantiere. În cele de mai jos sînt reproduse, după Beca (1955), caracteristicile reflectării în anomaliile obținute prin carotaj electric ale unor formațiuni neogene din țara noastră prezente în șantierele petrolifere.

- Levantin = anomalii ρ_a intense, anomalii PN mici.
- Dacian: strate de lignit = anomalii ρ_a foarte intense; nisipuri petrolifere = anomalii ρ_a intense, anomalii PN intense.
- Ponțian = anomalii ρ_a mici, anomalii PN mici.
- Meoșian: orizontul cu cardium și pirită = anomalii ρ_a mici, anomalii PN intense; marne, nisipuri, gresii petrolifere = alternanță de anomalii ρ_a și PN mici cu anomalii intense a acestor mărimi în dreptul orizonturilor petrolifere.
- Sarmațian (calcare) = anomalii ρ_a foarte intense, anomalii PN mici.
- Buglovian + helvețian (gips) = anomalii ρ_a intense, anomalii PN nule.
- Burdigalian (conglomerate) = anomalii ρ_a foarte intense, anomalii PN foarte intense.
- Oligocen (șisturi disodilice) = anomalii ρ_a foarte mici, anomalii PN nule.

În general, operația de corelare a profilurilor de sondă se execută pe distanțe mici, în cadrul aceluiași șantier. Se pot face și corelări geologice regionale pentru sonde din mai multe șantiere sau pentru sonde de explorare și cercetare regională. În ultimul caz, corelarea nu se mai face în amănunt (pe bancuri sau strate), ci pe grupe mari de roci sau pe formațiuni de vîrstă geologică diferită.

¹ Aceste probleme de detaliu depășesc cadrul prezentului curs, astfel încît ele sînt numai amintite fără a fi tratate mai pe larg.

2.3. Probleme indirect geologice sau tehnice. În afară de problemele geologice specificate mai sus, metodele geofizice de carotaj mai sînt folosite la rezolvarea unor probleme indirect geologice sau tehnice, fie în perioada de forare a găurii de sondă, fie după punerea ei în exploatare. Cele mai importante dintre acestea sînt următoarele:

- localizarea unor strate productive necunoscute în sonde vechi în exploatare;

- determinarea locurilor de pierdere în stratificație a fluidului de foraj;

- determinarea nivelului cimentului în spatele coloanei de tubare a sondei;

- controlul circulației fluidelor în spatele coloanei de tubare a sondei;

- urmărirea stării tehnice a sondelor de injecție folosite în metodele de recuperare secundară și a receptivității stratelor;

- determinarea contactului apă/petrol și separarea stratelor acvifere de cele petrolifere;

- determinarea poziției unor mase metalice rămase în gaura de sondă în timpul procesului de foraj.

Cu excepția ultimei, la rezolvarea celorlalte probleme sînt folosite de preferință metodele de carotaj radioactiv (în parte folosind soluții activate cu izotopi radioactivi) și termic.

3. TRĂSĂTURILE SPECIFICE ALE INTERPRETĂRII GEOLOGICE A DIAGRAMELOR DE CAROTAJ GEOFIZIC. EXEMPLE.

Reflectarea în anomalii ale mărimilor fizice a diverselor pachete de roci sau niveluri de substanțe minerale utile traversate de gaura de sondă este asigurată de combinarea favorabilă a parametrilor fundamentali ai metodelor geofizice de carotaj.

Avînd în vedere faptul că metodele geofizice de carotaj se diferențiază după fenomene fizice și principii complet diferite (electrice, radioactive, termice etc.), problema trăsăturilor specifice ale procesului de interpretare geologică va trebui tratată separat pentru fiecare metodă în parte. Este de asemenea de precizat că problema fundamentală în interpretarea geologică a diagramelor de carotaj este separarea stratelor și complexelor, determinarea grosimii și a limitelor de adîncime a acestora. O dată efectuată această operație pentru fiecare tip de diagramă de carotaj geofizic, corelarea profilurilor de sondă, construirea secțiunilor geologice și a hărților structurale etc., urmează o cale comparabilă pentru toate tipurile de carotaje geofizice.

Pentru aceasta, în cele ce urmează sînt prezentate trăsăturile specifice ale operației de separare a stratelor și complexelor pentru diferite tipuri de diagrame de carotaj geofizic.

3.1. Interpretarea diagramelor de potențial natural (PN). Diagrama variației intensității potențialului natural reflectă, prin amplitudinea anomaliilor acestei mărimi fizice, intensitatea activității electro-chimice naturale, legată de stratele cu porozitate mare traversate de gaura de sondă.

În general, pentru stratele a căror grosime depășește de patru ori diametrul găurii de sondă, anomalia potențialului natural PN are amplitudinea maximă în dreptul mijlocului stratului, iar limitele acestuia (coperișul și culcușul stratului) se determină prin punctele în care potențialul natural are valoarea egală cu jumătatea amplitudinii maxime a anomaliilor.

Pentru stratele subțiri, limitele stratului se situează în apropierea bolții anomaliilor, iar pentru stratele foarte subțiri nu se observă uneori de loc anomaliile ale potențialului natural PN .

În figura 292 este reprodus, după Dahnov (1961), un exemplu de interpretare a unor diagrame de potențial natural valabile pentru două cazuri: apele de zăcămint au o salinitate mai mare decât a noroiului de foraj și presiunea stratului este mai mică decât a noroiului de foraj la nivelul lui (curba din stînga); apele de zăcămint au o salinitate mai mică decât a noroiului de foraj și presiunea stratului este mai mare decât presiunea hidrostatică a noroiului la nivelul respectiv (curba din dreapta). Semnificația coloanei stratigrafice este următoarea: 1 — calcare; 2 — calcare argiloase; 3 — argile; 4 — nisipuri; 5 — nisipuri argiloase.

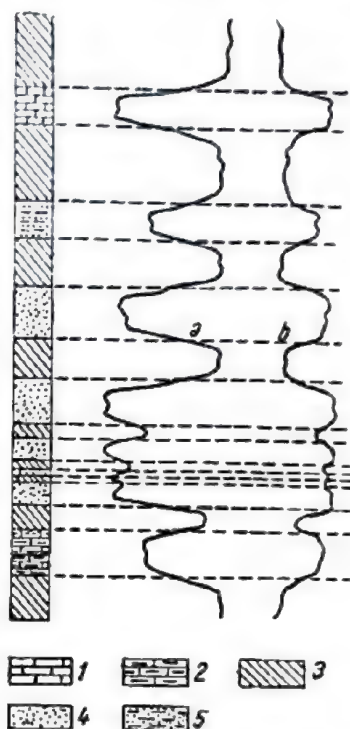


Fig. 292. Exemplu de interpretare a diagramelor de potențial natural PN .

3.2. Interpretarea diagramelor de rezistivitate aparentă ρ_a . Această operație constă din diferențierea profilului sondei în strate de diferite rezistivități și stabilirea semnificației geologice a acestor strate. Diferențierea straturilor de diferite rezistivități specifice și fixarea limitelor acestora se face prin compararea anomaliilor ρ_a din diagrama înregistrată în gaura de sondă cu curbe teoretice, calculate pentru diferite grosimi de strate și rezistivități specifice a acestora. Stabilirea semnificației geologice, respectiv a tipului de roci care constituie stratele de rezistivitate diferită, nu poate avea loc numai prin interpretarea individuală a diagramelor ρ_a , ci numai complex, cel puțin împreună cu diagrama PN respectivă.

În practica metodelor geofizice de carotaj sînt folosite unele norme pentru stabilirea limitelor și a grosimii straturilor care se reflectă în anomaliile de rezistivitate aparentă, și anume:

— la stratele groase sau de grosime mijlocie, cu rezistivitate mare și înregistrare cu dispozitiv gradient neconsecutiv, coperișul și culcușul stratului sînt deplasate cu $\overline{MN}/2$ deasupra punctelor de maxim și minim ale anomaliilor ρ_a ;

— la stratele groase sau de grosime mijlocie cu rezistivitate mare și înregistrare cu dispozitive gradient neconsecutive, coperișul și culcușul stratului sînt deplasate cu $\overline{MN}/2$ dedesubtul punctelor de maxim și minim ale anomaliilor ρ_a ;

— la stratele groase, cu rezistivitate mare și înregistrare cu dispozitive potențiale, aspectul anomaliei ρ_a este de maxim, cu amplitudinea maximă în dreptul mijlocului stratului. În acest caz, limitele stratului sînt date în mod satisfăcător de relația:

$$\rho_a^{sep} = 4 \rho_n, \quad (400)$$

în care ρ_a^{sep} este valoarea rezistivității aparente la limita stratului și ρ_n valoarea rezistivității noroiului de foraj;

— la stratele de grosime mijlocie, cu rezistivitate mare și înregistrare cu dispozitive potențiale, coperișul și culcușul stratelor sînt deplasate cu $\overline{AM}/2$ față de punctele ρ_a de maxim ecranat (maxime secundare în afara limitelor stratului);

— la stratele de grosime mare, cu rezistivitate mică și înregistrare cu dispozitive gradient neconsecutive, coperișul și culcușul stratului sînt deplasate cu $\overline{MN}/2$ deasupra punctelor de minim și maxim ale anomaliei ρ_a ;

— la stratele de grosime mare, cu rezistivitate mică și înregistrare cu dispozitive gradient consecutive, coperișul și culcușul stratului sînt deplasate cu $\overline{MN}/2$ dedesubtul punctelor de minim și maxim ale anomaliei ρ_a ;

— la stratele de grosime mare, cu rezistivitate mică și înregistrare cu dispozitive potențiale, coperișul și culcușul stratului sînt deplasate cu $\overline{AM}/2$ față de punctele laterale ale anomaliei ρ_a , în care are loc trecerea de la o variație intensă a rezistivității aparente la o variație mai lentă.

Stabilirea limitelor și grosimii stratelor subțiri cu rezistivitate mare sau mică și studiul anomaliilor ρ_a pentru pachete de strate subțiri este mai complicată, depășind cadrul acestui curs, astfel încît această problemă nu este tratată aici.

Modul cum are loc reflectarea în anomalii ρ_a ale unor strate constituite din diferite tipuri de roci și cu grosimi diferite, precum și modul cum se face separarea acestora va apărea mai clar dintr-un exemplu. În figura 293 sînt reproduse, după Dahnov (1961), curbele de rezistivitate aparentă înregistrate cu un dispozitiv potențial (a) și un dispozitiv gradient neconsecutiv (b) în dreptul unei stratificații compusă din : a_1, a_2, a_3, a_4 și a_5 = strate cu rezistivitate mijlocie; b_1, b_2, b_3 și b_4 = strate cu rezistivitate mare și c_1 = strat cu rezistivitate mică.

În figura 293 sînt exemplificate normele prezentate mai înainte, astfel : stratul cu rezistivitate mare și grosime mare b_1 are limitele la distanța $\overline{MN}/2$ de punctele de maxim și minim pe curba înregistrată cu dispozitivul gradient neconsecutiv, stratul cu rezistivitate mare și grosime mijlocie b_4 are limitele la distanța $\overline{AM}/2$ de punctele ρ_a de maxim ecranat pe curba înregistrată cu dispozitivul potențial etc.

3.3. Interpretarea diagramelor de carotaj electric lateral (BKZ). Stabilirea limitelor stratelor care se diferențiază prin anomalii de rezistivitate aparentă ρ_a în seriile de curbe obținute prin carotajul electric lateral cu dispozitive gradient sau potențiale se face prin construirea anomaliilor înregistrate în diagramele de carotaj pe hîrtie dublulogaritmă și compararea acestora cu curbe teoretice sau experimentale obținute pe modele de strate cu grosimi și re-

zistivități cunoscute. Din această confruntare rezultă determinarea rezistivității stratelor și a zonei de invadare a noroiului de foraj în stratificație, grosimea aproximativă a zonei de invadare și diametrul real al găurii de sondă.

Curbele folosite în interpretare sînt grupate în familii pe abace pentru strate de grosime finită (SGF), de tipul celor folosite la interpretarea cantitativă în unele metode de prospecțiune electrometrică (SEV, SMT, SEM). Curbele sînt de 6 tipuri diferite după morfologia lor, corespunzînd la 6 posibilități de combinare a grosimii stratelor cu valoarea rezistivității specifice.

Determinarea grosimii și limitelor stratelor poroase în care are loc o activă invadare a noroiului de foraj este o operație destul de complicată și se efectuează în general rar și întotdeauna nu numai după diagramele de carotaj electric lateral, ci împreună cu diagramele ρ_a și PN .

3.4. Interpretarea diagramei de potențial provocat. În rocile care au o activitate electro-chimică provocată ce se diferențiază ca intensitate de aceea a stratelor vecine, anomaliile de potențial provocat sînt în general simetrice față de mijlocul stratului care le produce. Semnul anomaliiei de potențial provocat este funcție de sensul curentului de excitație, și anume: pozitivă, dacă sensul curentului este pozitiv (electrodul A pozitiv și electrodul B negativ) și negativă cînd se inversează sensul curentului (electrodul A negativ și electrodul B pozitiv). Stabilirea limitelor și grosimii stratului se face ca și în cazul anomaliilor de potențial natural, respectiv prin punctele care au valoarea egală cu jumătate din amplitudinea maximă a anomaliiei.

Cele specificate mai sus vor apărea mai clar din următorul exemplu. În figura 294 sînt reproduse, după Dahnov (1961), o serie de curbe de potențial provocat, înregistrate cu sensul negativ al curentului de excitație (curbele din stînga) și cu sensul pozitiv al curentului de excitație (curbele din dreapta), pentru diferite tipuri de roci.

În secțiunea a a figurii 294, anomaliile de potențial provocat sînt date de strate de nisipuri și gresii într-o serie nisipoasă-argiloasă; în secțiunea b

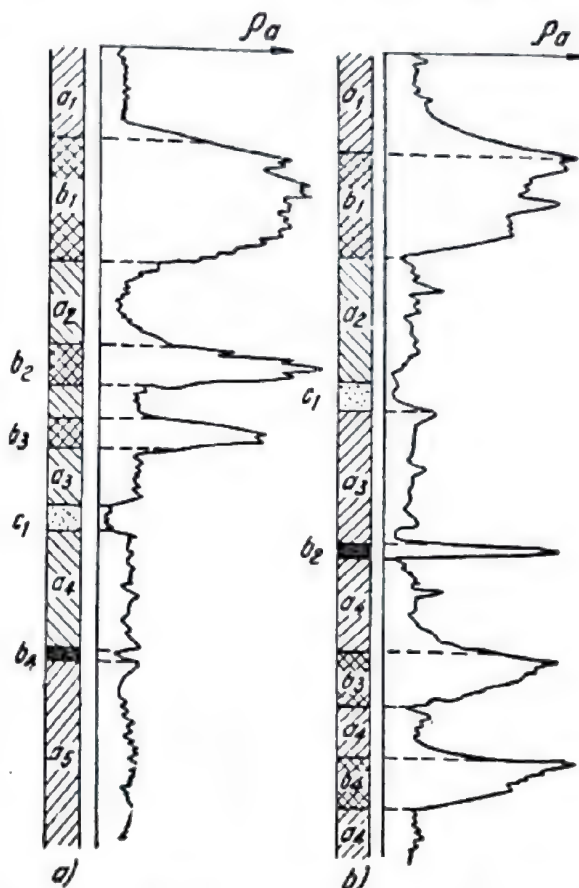


Fig. 293. Exemplu de interpretare a diagramei de rezistivitate aparentă.

de prezența straturilor de cărbuni; în secțiunea *c* de stratul de roci carbonatate și în secțiunea *d* de o mineralizație de impregnare cu sulfuri în roci eruptive.

3.5. Interpretarea diagramelor de carotaj radioactiv. Anomaliile intensității radiației γ naturale, ca și a radiației $n-\gamma$ secundare, sînt în gene-

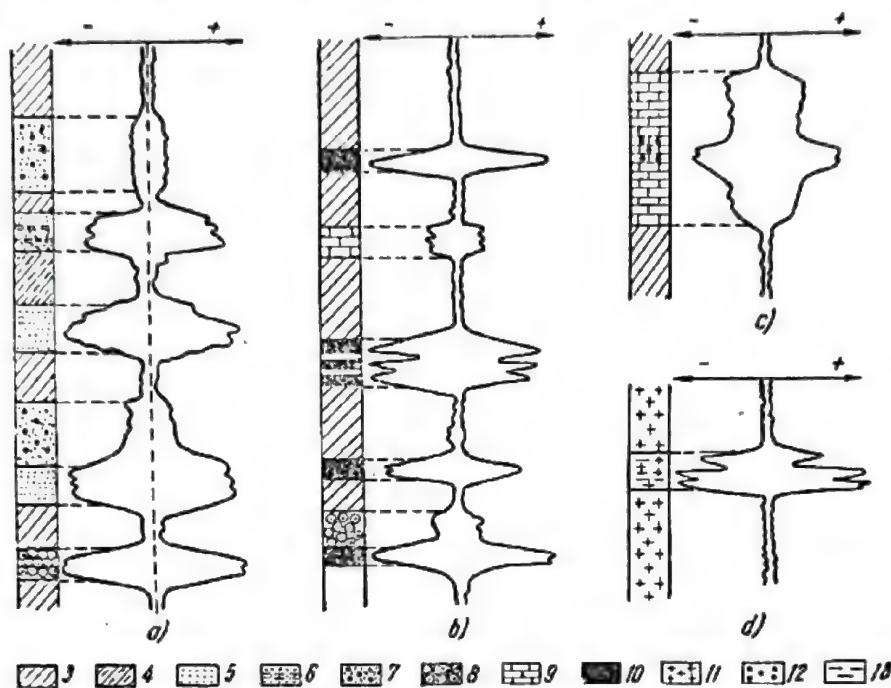


Fig. 294. Curbe de potențial provocat în diverse tipuri de roci pentru ambele sensuri ale curentului de excitație.

ral simetrice față de mijlocul stratului care le-a produs, socotindu-le raportate pe fiecare la dispozitivul de măsură respectiv. Determinarea limitelor și grosimii straturilor după anomaliile intensității radiației γ naturale se face prin punctele de inflexiune ale flancurilor anomaliei. Determinarea limitelor și grosimii straturilor după anomaliile intensității radiației $n-\gamma$ secundare se face în același mod pentru stratele mai subțiri; pentru stratele groase, care depășesc în grosime de două ori lungimea dispozitivului neutronic L_n (distanța dintre sursă și detectorul de neutroni), punctele de inflexiune ale flancurilor inferioare ale anomaliilor se deplasează cu o distanță care variază de la $0,5 L_n$ în sus, pînă la $0,6 L_n$ în jos față de culcușul straturilor, iar punctele de inflexiune ale flancurilor superioare a anomaliilor se deplasează numai în jos, cu o distanță care variază între 0 și $0,2 L_n$ față de coperișul stratului. De aceste deplasări posibile ale flancurilor anomaliilor $n-\gamma$ trebuie neapărat ținut cont la stabilirea limitelor și grosimii straturilor. În figura 295 este reprodus, după Dahnov (1961), un exemplu din care reiese în mod clar modul cum se reflectă în anomalii γ și $n-\gamma$, o succesiune stratigrafică constituită din mai multe tipuri de roci, precum și modul cum se stabilesc după aceste anomalii limitele și grosimile straturilor.

Semnificația profilului geologic al sondei este următoarea: 3 — argile; 4 — depozite marine fine; 5 — nisip; 6 — gresie slab cimentată; 7 — gresie

puternic cimentată; 8 — calcar compact;
9 — calcar argilos; 10 — calcar poros;
11 — gips; 12 — anhidrit.

3.6. Interpretarea termogramelor.

Stabilirea limitelor stratelor și a grosimii acestora pe geotermogramele obținute în sonde prin studierea câmpului termic natural se face prin puncte de inflexiune ale curbei de variație a temperaturii cu adâncimea, care își schimbă valoarea gra-

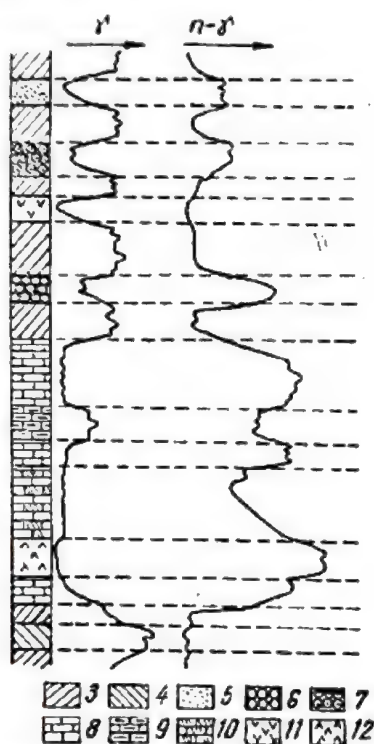


Fig. 295. Exemple de diagrame ale intensității radiațiilor γ și $n-\gamma$ pentru diverse tipuri de roci.

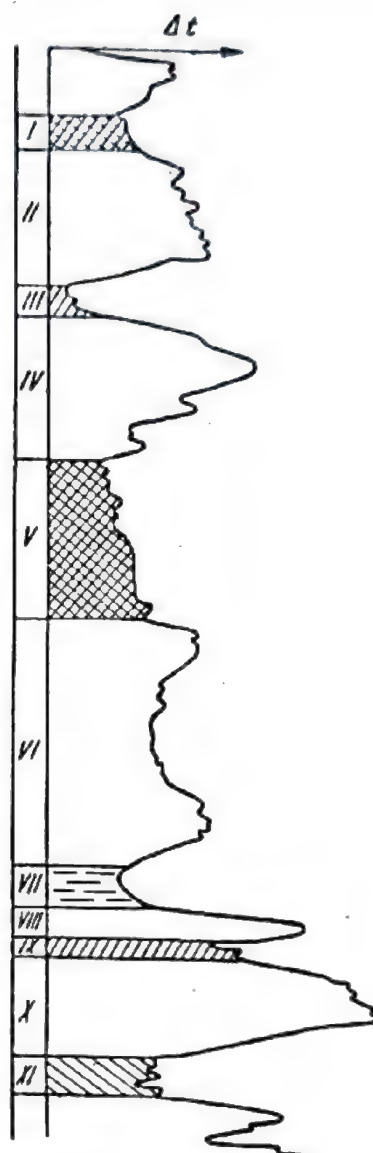


Fig. 296. Exemple de interpretare a unei termograme.

dientului geotermic la trecerea prin dreptul diferitelor strate diferențiate după tipul de roci care le constituie. Stabilirea limitelor stratelor și a grosimii acestora după termogramele obținute în sonde prin studierea câmpului termic artificial (creat de noroiul de foraj cu o temperatură diferită de a stratificației sau de reacția exotermică a prizei cimentului) se face pe baza punctelor situate la marginea anomaliilor de temperaturi scăzute, de la care curbă începe să se apropie asimptotic de temperatura noroiului din dreptul stratului cu temperatură scăzută.

În figura 296 este reprodusă, după Dahnov (1961), o termogramă înregistrată într-o sondă cu noroi încălzit în prealabil, deci prin studierea unui câmp termic artificial.

Se constată buna diferențiere în anomaliile termice ale stratelor care dau minime de temperatură (I, III, V, VII, IX, XI) de cele care dau maxime ale acestei mărimi (II, IV, VI, VIII, X).

Acestea sînt principalele trăsături specifice ale operațiunii de separare a stratelor sau complexelor și stabilire a limitelor și grosimii acestora la principalele tipuri de diagrame de carotaj geofizic. Așa cum s-a precizat deja mai înainte, o dată făcută această separare, corelarea profilurilor de sondă pe secțiuni geologice sau hărți structurale urmează o cale comună, asemănătoare cu aceea folosită în construirea acestor grafice după date pur geologice.

Pentru a ușura și mai mult, pe de o parte, înțelegerea aplicabilității metodelor de carotaj geofizic și a modului cum are loc reflectarea secțiunii geologice în diagramele obținute prin aceste metode și, pe de altă parte, specificul procesului de interpretare geologică a acestui tip de date geofizice, sînt date în continuare cîteva exemple grupate pe **categorii de probleme geologice**.

3.7. Probleme de geologie structurală regională. În figura 297 este reprodusă, după Pătruț și colaboratori¹, o secțiune în platforma moezică pe direcția Optași—Ciurești—Bălțați—Bogdana—Viișoara (de orientare aproximativ nord-vest—sud-est), construită pe baza rezultatelor carotajului electric combinate cu profilurile mecanice ale sondelor.

Se constată diferențierea netă a diverselor formațiuni geologice (mezozoice, paleozoice și fundamentul cristalin) în anomaliile potențialului natural

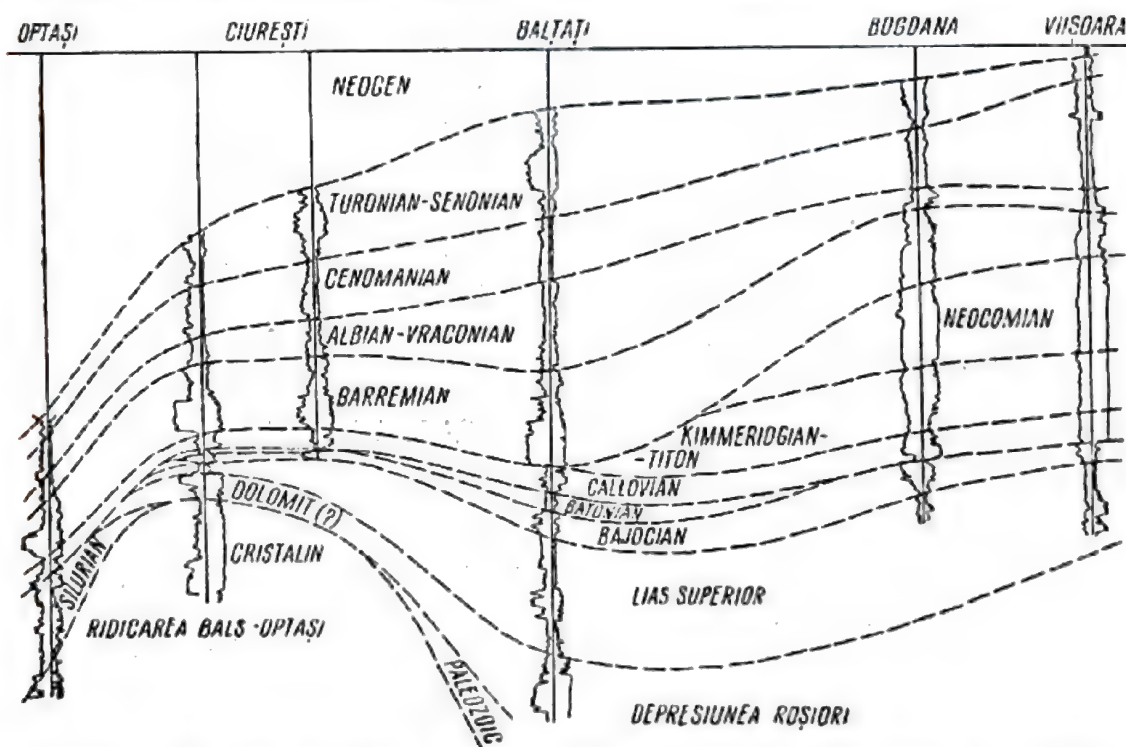


Fig. 297. Secțiune pe direcția Optași-Ciurești-Bălțați-Bogdana-Viișoara în platforma moezică.

¹ I. Pătruț, M. Popescu, C. Teodorescu, M. Molnar, *Contribuții la cunoașterea geologiei platformei moezice. Stratigrafie, petrol și gaze*, XII, 11, 1961.

și a rezistivității aparente care a condus la apariția unor reperi geofizici clari (v. de exemplu, cei de la limitele turonian-senonian/cenomanian, barremian/callovian, bajocian/ liasic superior etc.). Aceasta a permis corelarea în bune

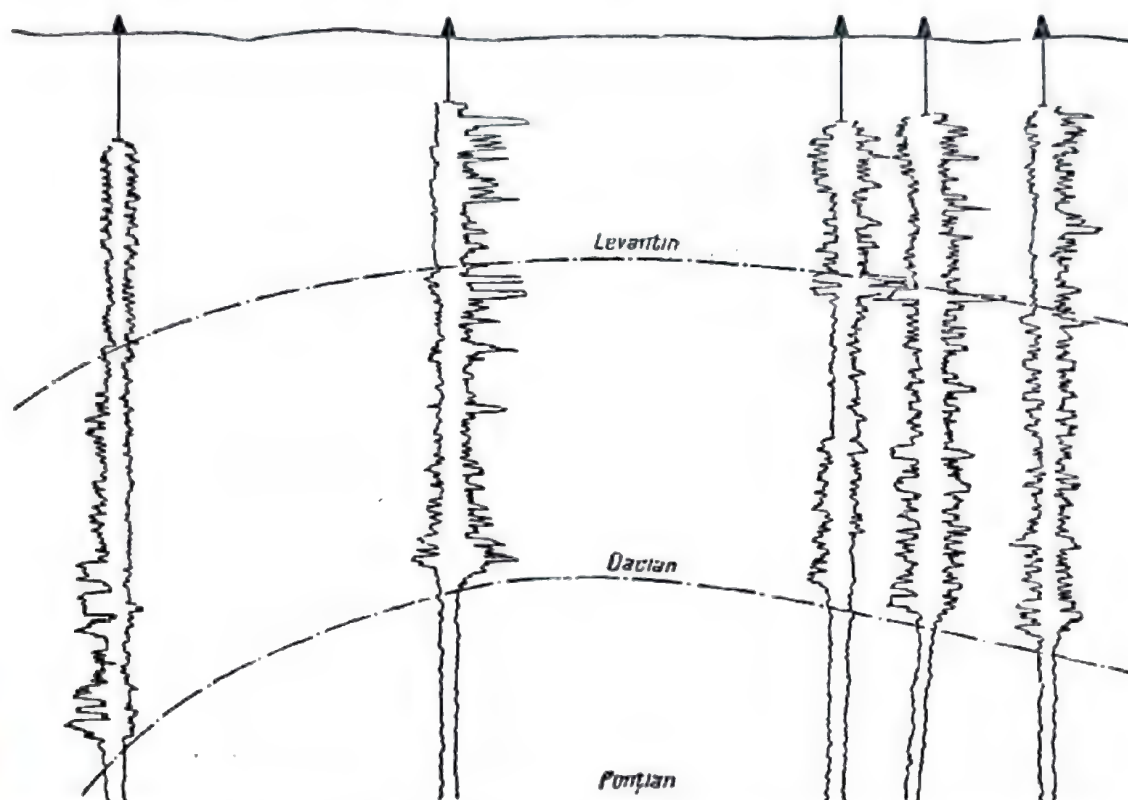


Fig. 298. Exemplet de corelare pe distanțe mici a carotajelor electrice în depresiunea precarpatică a Munteniei.

condiții a profilelor de sondă, chiar în cazul acesta, a unei corelări la distanțe mari, obținându-se informații deosebit de prețioase cu privire la construcția geologică a zonei de platformă moezică din sudul Cîmpiei române.

3.8. Probleme de geologie economică. În această categorie de probleme geologice intră identificarea și stabilirea limitelor și grosimii straturilor și a complexelor purtătoare de petrol sau gaze, a straturilor de cărbuni, a nivelurilor de sare și săruri de potasiu și magneziu, a nivelurilor mineralizate în roci cristaline sau eruptive, precum și corelările pe distanțe mici pentru construirea secțiunilor și a hărților structurale. Mai jos sînt date cîteva exemple din această categorie de probleme geologice:

— *Stabilirea formei structurale a depozitelor pliocene.* În figura 298 este reprodusă, după Beca (1955), o secțiune construită pe baza corelării pe distanțe mici a carotajelor electrice din care reiese forma anticlinală a depozitelor pliocene într-o zonă din depresiunea precarpatică a Munteniei.

Se constată și în acest caz reflectarea diferențiată a diferitelor etaje geologice în anomaliile potențialului natural și a rezistivității aparente (caracterul variat al valorilor PN și ρ_a în levantin și dacian; datorită alternanței

de argile și nisipuri și a prezenței stratelor de cărbuni, față de caracterul practic constant al acestor mărimi în ponțian, datorită marelui compacte), precum și caracterul net al reperelor geofizice, mai ales al celui de deasupra limitei dacian/ponțian.

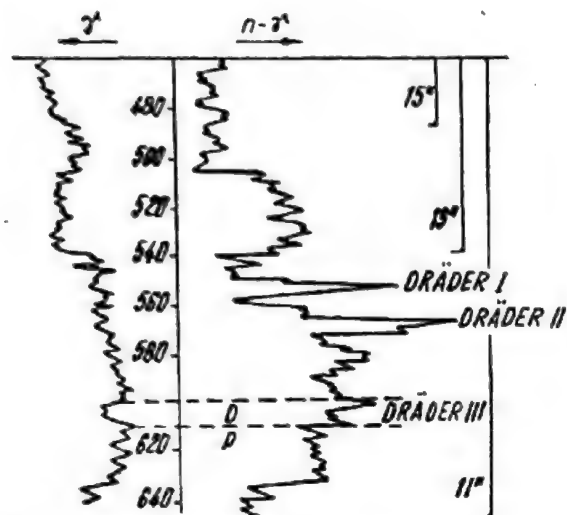


Fig. 299. Diagrammele carotajului radioactiv în sonda 268, Pîrscov.

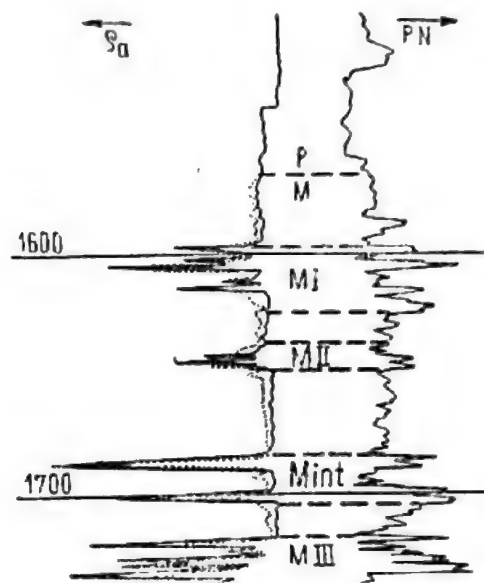


Fig. 300. Diagrammele carotajului electric în sonda 74, Filipești.

— *Identificarea și separarea complexelor petrolifere.* În figura 299 este reprodusă o porțiune din carotajul radioactiv într-o sondă veche și tubată telescopic (268, Pîrscov), pentru reidentificarea complexelor petrolifere din dacian.

Se observă reflectarea clară a celor trei complexe productive din dacian (Dräder I, Dräder II, și Dräder III) în anomaliile variației intensității radiației $n-\gamma$ secundare.

În figura 300 este reprodusă o porțiune din carotajul electric efectuat în sonda 74, Filipești, pentru indentificarea complexelor petrolifere din Meoțian. Și în acest caz apare clară reflectarea bună a celor patru complexe productive din meoțian (M.I, M. II, M. int. și M. III), precum și a limitei ponțian/meoțian.

— *Identificarea și separarea etajelor geologice și a sării.* În figura 301 sînt reproduse diagramele carotajului electric și radioactiv la sonda 813, Lucăcești.

Aplicarea unui complex de metode de carotaj geofizic a permis stabilirea limitelor geologice eocen/miocen și miocen/oligocen, care se observă că se reflectă ca repere geofizice destul de clare în toate cele patru mărimi fizice măsurate (potențialul natural, rezistivitatea aparentă, intensitatea radiației γ naturale și intensitatea radiației $n-\gamma$ secundare). Reflectarea cea mai bine diferențiată este însă în anomalia intensității radiației $n-\gamma$ secundare, deoarece în urma bombardării cu neutroni Na^{23} din sarea miocenă a trecut în Na^{24} , care emite o radiație γ secundară foarte puternică.

— *Identificarea și separarea stratelor de cărbuni.* figura 302 reproduce un complex de diagrame de carotaj geofizic (microcarotaj, carotaj electric și carotaj radioactiv), obținute în sonda 2026, Tebea.

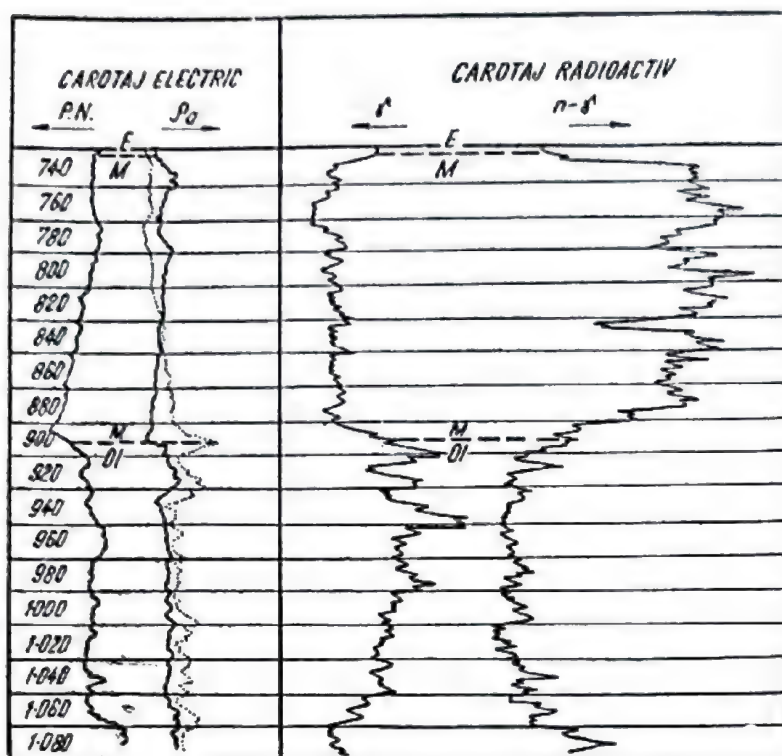


Fig. 301. Diagramele carotajului electric și radioactiv în sonda 813, Lucăcești.

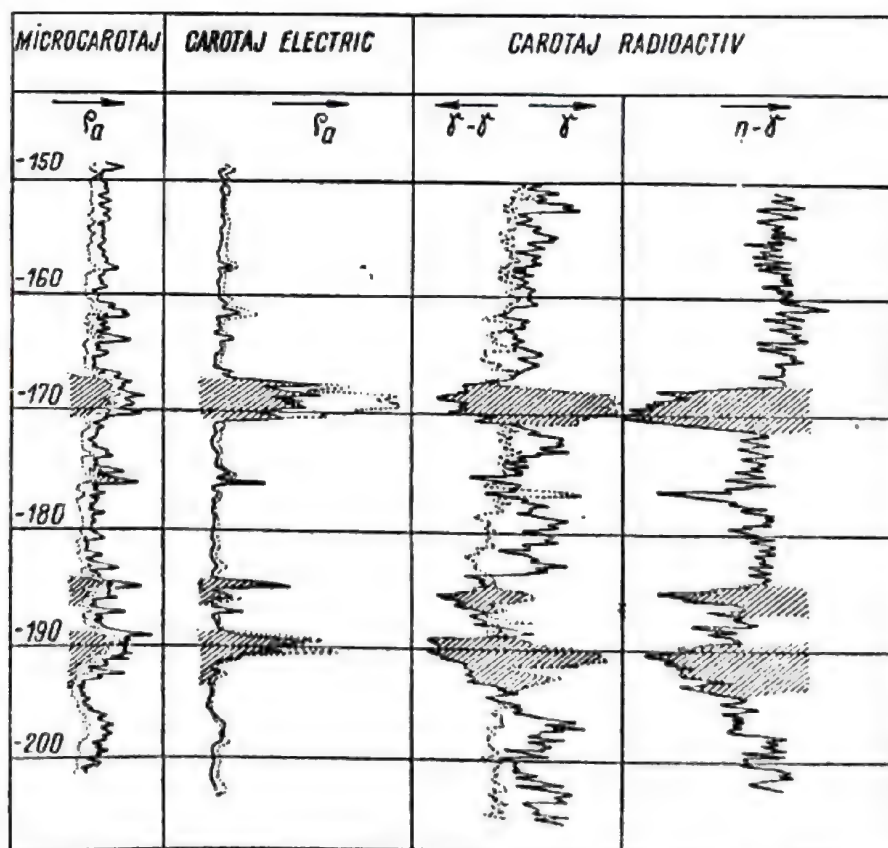


Fig. 302. Diagrame de carotaj geofizic în sonda 2026, Tebea.

Separarea straturilor de cărbuni se poate face în bune condiții pe toate diagramele; eficiența cea mai mare o au însă diagramele de rezistivitate aparentă, obținute prin carotaj electric, și mai ales cele de variație a intensității radiației γ naturale și a radiației $n-\gamma$ secundare.

3.9. Probleme tehnice. Din această categorie de probleme se dă un singur exemplu, și anume în legătură cu controlul prin carotaj geofizic al operației de cimentare a coloanei de tubare a sondelor.

În figura 303 este reprodusă termograma înregistrată în sonda 51, Podeni. Se constată modificarea sensibilă a gradientului geotermic în dreptul inelului de ciment, datorită reacției exotermice a prizei cimentului, ceea ce dă posibilitatea stabilirii nivelului exact la care s-a ridicat cimentul în spatele coloanei în urma operației de cimentare.

În cele de mai sus au fost exemplificate o serie de aplicații ale metodelor geofizice de carotaj în diferite probleme ale activității geologice. Din aceste exemplificări, care nu cuprind chiar întreg domeniul de eficiență al acestor metode geofizice, rezultă importanța aplicării acestora la toate sondele forate, ceea ce de altfel a fost recunoscut de mai multă vreme, astfel încât în momentul de față executarea măsurărilor de carotaj geofizic are loc la absolut toate sondele forate.

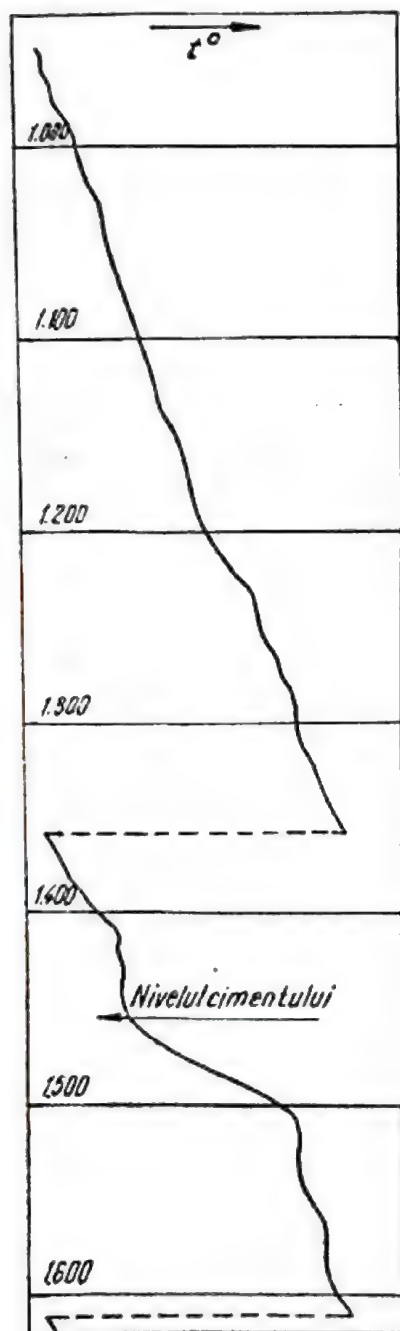


Fig. 303. Termogramă în sonda 51, Podeni, pentru stabilirea nivelului cimentului în spatele coloanei de tubare.

CAPITOLUL XL

INTERPRETAREA GEOLOGICĂ COMPLEXĂ A REZULTATELOR LUCRĂRILOR GEOFIZICE

Au fost arătate până acum etapele principale ale procesului de interpretare geologică, în ce constă dialectica acestui proces, precum și trăsăturile specifice ale interpretării geologice a rezultatelor fiecărei metode geofizice de prospecțiune

și carotaj. A reieșit în mod clar că fiecare metodă geofizică luată în parte este deficitară în ceea ce privește stabilirea soluției univoce cu privire la structura geologică a subsolului, din cauza ambiguității fundamentale a acestor metode. De asemenea s-a arătat cum prin folosirea în procesul de interpretare geologică a unor date extrageofizice, alese adecvat, se poate restrânge sau chiar ridica total nedeterminarea, astfel încât soluția interpretării geologice să se aproprie mult de realitatea structurii geologice a subsolului care se reflectă în rezultatele geofizice utilizate.

Cu aceasta nu au fost însă epuizate toate posibilitățile interpretării geologice a rezultatelor lucrărilor geofizice. Mai rămâne posibilitatea de a folosi în procesul de interpretare geologică rezultate geofizice combinate, obținute prin mai multe metode geofizice de prospecțiune sau carotaj. Fiecare metodă geofizică reflectând o latură specifică a obiectelor geologice ascunse, folosirea combinată a rezultatelor obținute prin mai multe metode va conduce la ridicarea eficienței procesului de interpretare în scopul stabilirii cât mai corecte a structurii geologice.

Astfel, există deci posibilitatea de a folosi în procesul de interpretare geologică rezultatele metodei geofizice de bază utilizate, rezultatele altor metode geofizice și date extrageofizice. În acest caz, interpretarea geologică poartă numele de interpretare geologică *complexă*.

Există de asemenea posibilitatea de a executa lucrări geofizice complexe încă din faza de teren. Aceasta este forma superioară de executare a lucrărilor geofizice; din nefericire însă ridică mult costul acestor lucrări. De aceea, în astfel de cazuri, trebuie cîntărit cu grijă dacă ridicarea prețului de cost al acestor lucrări este justificată de o creștere corespunzătoare a eficienței interpretării geologice în problema respectivă.

Înainte de a trece la prezentarea și discutarea avantajelor pe care le oferă combinarea rezultatelor geofizice, obținute prin mai multe metode în procesul de interpretare geologică, sînt necesare cîteva precizări.

1. LEGĂTURILE POSIBILE ÎNTRE ANOMALIILE CÎMPURILOR POTENȚIALE ȘI FORMELE DE ZĂCĂMÎNT ALE ROCILOR

Caracteristicile structurii geologice a subsolului, respectiv formele de zăcămînt ale diferitelor tipuri de roci din natură, se pot reflecta în anomaliile diverselor mărimi fizice folosite în metodele geofizice, dacă parametrii care condiționează reflectarea lor sînt satisfăcători. Astfel, în una și aceeași regiune este posibil să obținem anomalie gravimetrică, magnetică, electrometrică și eventual chiar radiometrică, localizată în aceeași zonă.

În cazurile în care obținem anomalii suprapuse ale mai multor mărimi fizice în aceeași zonă, legăturile între acestea și obiectele geologice din subsol pot fi de mai multe feluri, și anume:

— *Anomalii legate genetic direct*. Poartă numele de anomalii legate genetic direct anomaliile care apar în aceeași zonă, au drept cauză același obiect geologic din subsol și au același caracter de maxim sau de minim.

În figura 304 este reprodus, după Heiland (1946), un profil gravimetric (gradientul orizontal G și curbura diferențială R), magnetic (componenta verticală ΔZ) și electric (conductibilitatea aparentă c), în paralel cu secțiunea geologică, peste zăcămintul de magnetită de la Caribou, Colorado, S.U.A.

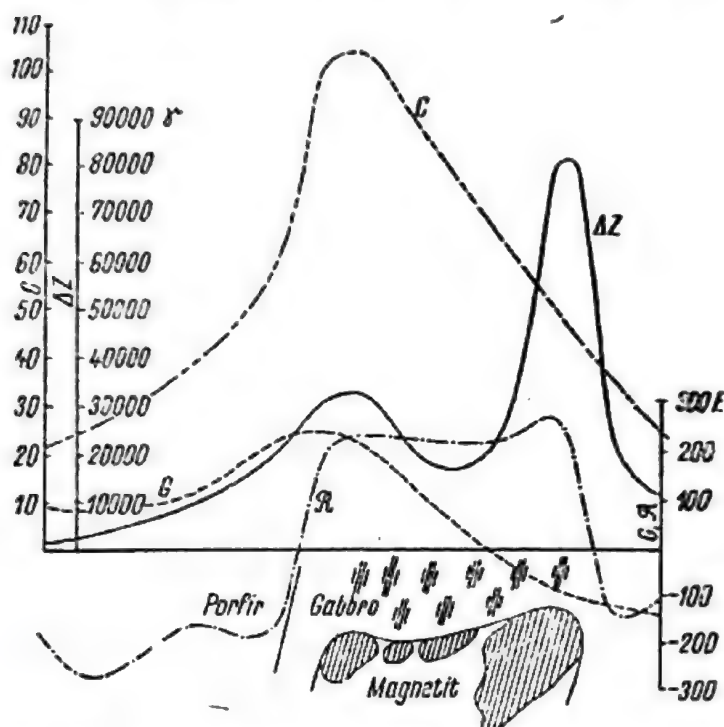


Fig. 304. Profil gravimetric, magnetometric și electro-metric, în paralel cu secțiunea geologică peste zăcămintul de magnetită de la Caribou, S.U.A.

...ta unul și același obiect geologic (zăcămintul de magnetit), cea mai sugestivă în ceea ce privește poziția și detaliile zăcămintului respectiv este anomalia magnetică ΔZ .

— *Anomalii legate genetic invers.* Anomaliile din această categorie sînt acelea care apar în aceeași zonă, au drept cauză același obiect geologic din subsol însă au caractere diferite, unele de maxim și altele de minim.

Ca exemplu de astfel de anomalii este prezentat în figura 305, după Airinei¹, un profil gravimetric (Δg) și magnetic (ΔZ) pe direcția est-vest, prin apexul anomaliilor Teliu-Întorsura Buzăului. În acest caz, anomaliile ambelor mărimi fizice sînt produse de același obiect geologic — ridicarea în formă de horst a fundamentului cristalin. Dar în timp ce contrastul de masă între fundamentul cristalin și cuvertura sedimentară este în exces, producînd o anomalie gravimetrică de maxim, contrastul de intensitate de magnetizare este în deficit, astfel încît produce o anomalie magnetică de minim. Slabul decalaj între apexurile celor două tipuri de anomalii, ca și micile discordanțe de morfologie

¹ Șt. Airinei, *Imagini gravimetrice și geomagnetice din regiunea de curbura pentru Carpații Orientali și Țara Bîrsei*, Studii și cercetări de geologie, IV, 1, 1959.

ale acestora, provin din caracterul neomogen din punctul de vedere al proprietăților fizice, atât a cuverturii sedimentare cât și a fundamentului cristalin.

— *Anomalii nelegate genetic.* Anomaliile nelegate genetic sînt acele anomalii care, deși apar în aceeași zonă, au drept cauză obiecte geologice din

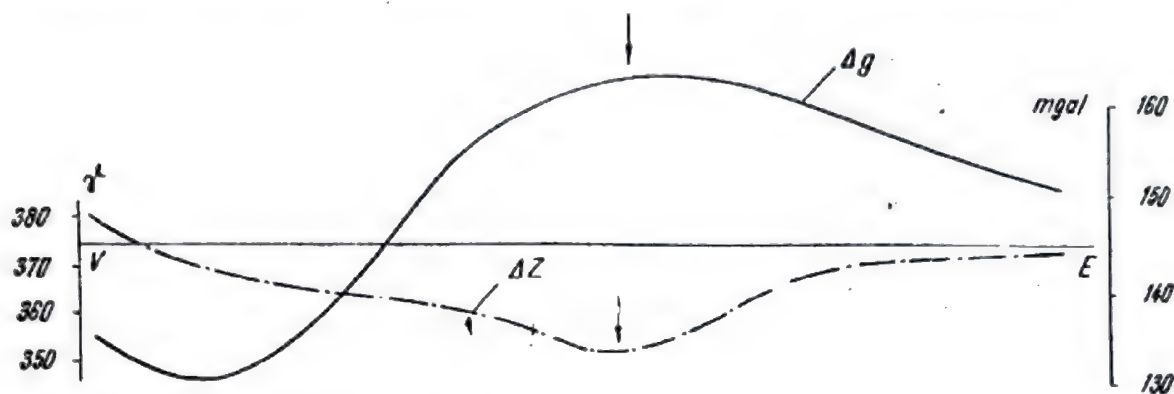


Fig. 305. Profil gravimetric și magnetic prin apexul anomaliei Teliu-Intorsura Buzăului.

subsol diferite; astfel de anomalii pot avea același caracter de maxim sau minim sau pot avea caractere inverse.

În figura 306 este reprodus, după Visarion și Andrei¹, un profil gravimetric (Δg) și magnetic (ΔZ), construit pe direcția nord-vest — sud-est prin centrul depresiunii Hațeg.

În acest caz, anomalia gravimetrică este produsă de contrastul de masă creat între fundamentul cristalin mai dens al depresiunii post-tectonice Hațeg și cuvertura sedimentară, iar anomalia magnetică este produsă de depozitele daniene în facies tufogen, cu o dispoziție înclinată către centrul bazinului din cuprinsul cuverturii sedimentare cretacico-neogene.

Stabilirea legăturii sau lipsei de legătură genetică a anomaliilor mărimilor fizice este o problemă delicată și trebuie procedat cu mult discernămint, de la caz la caz, astfel putîndu-se deschide căi greșite pentru interpretarea geologică. Adesea și cartarea insuficient de detaliată a anomaliilor poate conduce la o morfologie înșelătoare a acestora, așa cum s-a întîmplat de altfel chiar în cazul anomaliilor discutate mai sus din Depresiunea Hațeg².

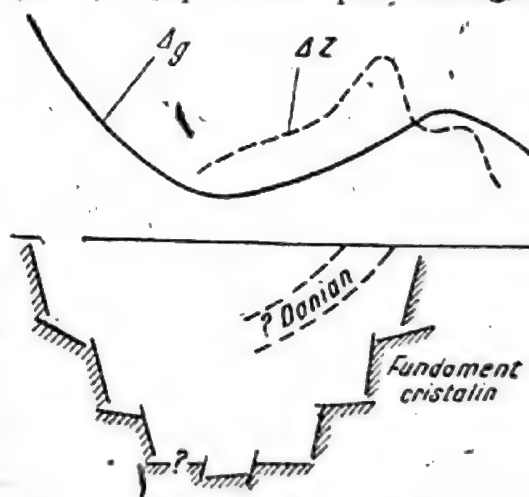


Fig. 306. Profil gravimetric și magnetic prin centrul depresiunii Hațeg, construit după Visarion și Andrei și completat cu o secțiune geologică ipotetică.

¹ M. Visarion și J. Andrei, *Noi date geofizice asupra zonei centrale a depresiunii Hațeg*, Studii și cercetări de Geologie, V, 1, 1960.

² Sc. Stoenescu și Șt. Airinei, *Contribuții geofizice la cunoașterea substratului bazinului Hațeg*, Bul. Șt. Acad. R.P.R., Secția de geologie și geografie, II, 2, 1957.

ale acestora, provin din caracterul neomogen din punctul de vedere al proprietăților fizice, atât a cuverturii sedimentare cât și a fundamentului cristalin.

— *Anomalii nelegate genetic.* Anomaliile nelegate genetic sînt acele anomalii care, deși apar în aceeași zonă, au drept cauză obiecte geologice din

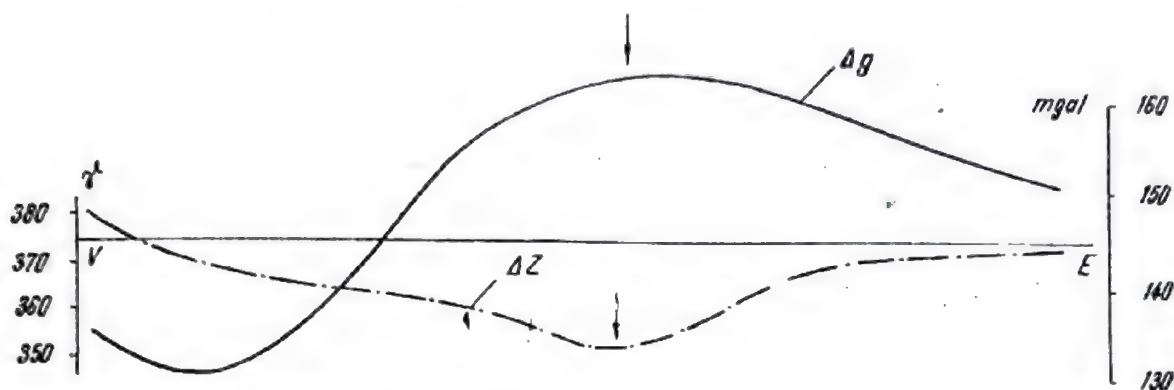


Fig. 305. Profil gravimetric și magnetic prin apexul anomaliei Teliu-Întorsura Buzăului.

subsol diferite; astfel de anomalii pot avea același caracter de maxim sau minim sau pot avea caractere inverse.

În figura 306 este reprodus, după Visarion și Andrei¹, un profil gravimetric (Δg) și magnetic (ΔZ), construit pe direcția nord-vest — sud-est prin centrul depresiunii Hațeg.

În acest caz, anomalia gravimetrică este produsă de contrastul de masă creat între fundamentul cristalin mai dens al depresiunii post-tectonice Hațeg și cuvertura sedimentară, iar anomalia magnetică este produsă de depozitele daniene în facies tufogen, cu o dispoziție înclinată către centrul bazinului din cuprinsul cuverturii sedimentare cretacico-neogene.

Stabilirea legăturii sau lipsei de legătură genetică a anomaliilor mărimilor fizice este o problemă delicată și trebuie procedat cu mult discernămint, de la caz la caz, astfel putîndu-se deschide căi greșite pentru interpretarea geologică. Adesea și cartarea insuficient de detaliată a anomaliilor poate conduce la o morfologie înșelătoare a acestora, așa cum s-a întîmplat de altfel chiar în cazul anomaliilor discutate mai sus din Depresiunea Hațeg².

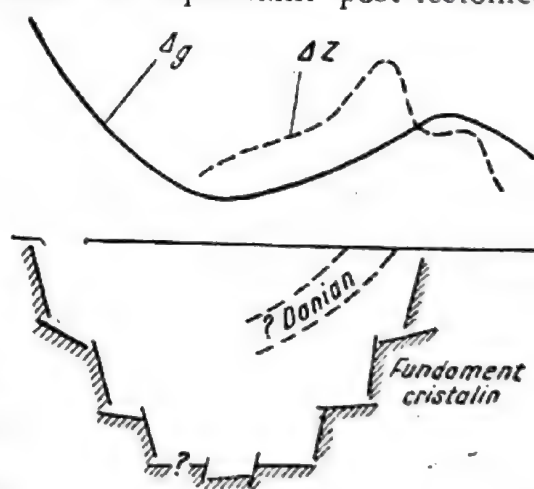


Fig. 306. Profil gravimetric și magnetic prin centrul depresiunii Hațeg, construit după Visarion și Andrei și completat cu o secțiune geologică ipotetică.

¹ M. Visarion și J. Andrei, *Noi date geofizice asupra zonei centrale a depresiunii Hațeg*, Studii și cercetări de Geologie, V, 1, 1960.

² Sc. Stoenescu și Șt. Airinei, *Contribuții geofizice la cunoașterea substratului bazinului Hațeg*, Bul. Șt. Acad. R.P.R., Secția de geologie și geografie, II, 2, 1957.

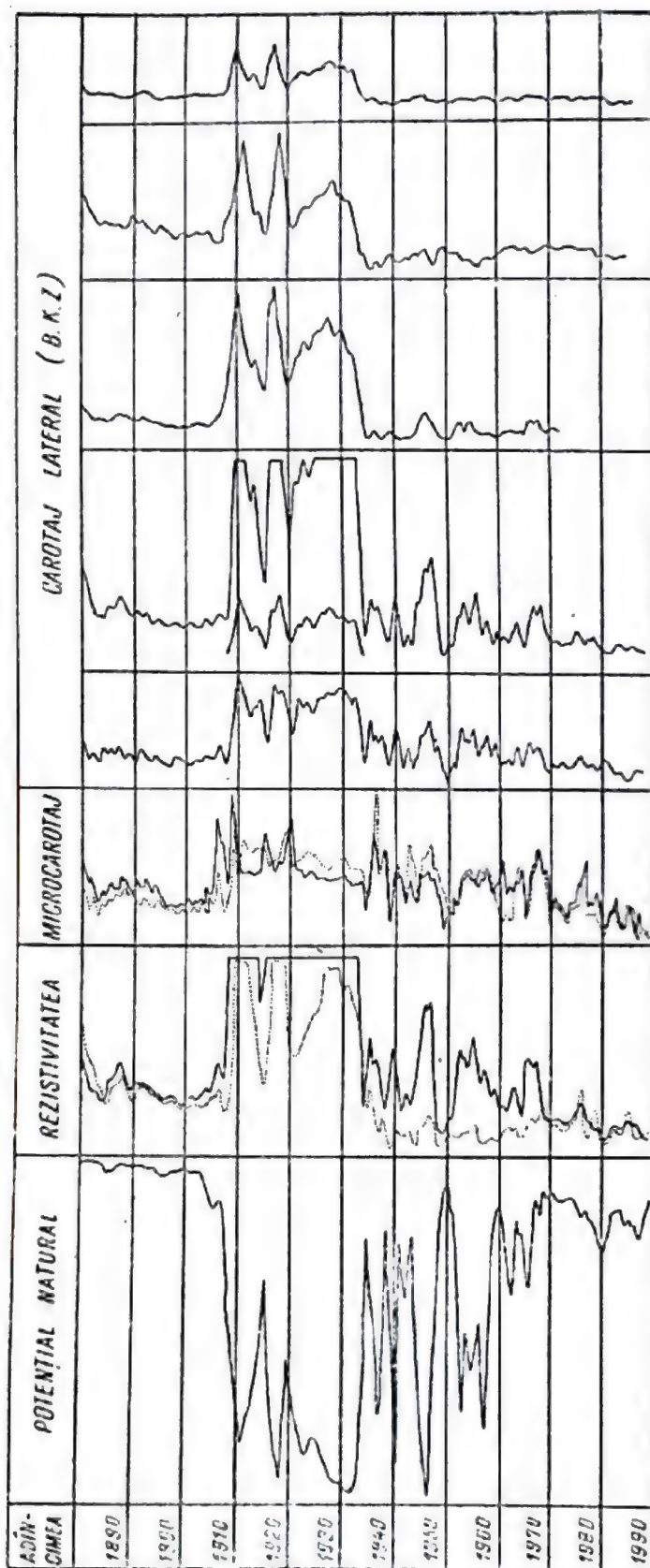


Fig. 307. Diagrame de carotaj electric, microcarotaj și carotaj lateral la sonda 179, Ciurești.

Pentru a lămuri și mai bine această problemă, se dă încă un exemplu. În figura 307 este reprodusă o porțiune din diagramele de potențial natural, rezistivitate aparentă, gradientul rezistivității aparente, microcarotaj și carotaj lateral cu 5 distanțe laterale diferite de investigație, înregistrate la sonda 179 Ciurești. Anomaliile potențialului natural, a rezistivității aparente și a gradientului acesteia indică pe intervalul 1908 —1933 m existența unui pachet de roci cu porozitate mare (minim PN) și cu rezistivitate specifică mare (maxim ρ_a), ceea ce ar conduce la ideea prezenței unui nisip uscat sau eventual cu apă dulce; microcarotajul, dar mai ales carotajul lateral, arată că creșterea rezistivității aparente se datorește invadării noroiului de foraj din gaura de sondă în stratificație și că pachetul de roci în discuție are o rezistivitate aparentă mică (v. curba ultimă din dreapta), ceea ce permite formularea unei concluzii juste, și anume că în cazul dat este vorba de un strat de nisip cu apă care are o oarecare salinitate.

În acest caz:

— anomalia PN și anomalia ρ_a sînt anomalii nelegate genetic;

— anomalia de microcarotaj și, în parte, cele de carotaj lateral sînt anomalii legate genetic direct;

— anomalia PN și anomaliile de microcarotaj și, în parte, cele de carotaj lateral sînt anomalii legate genetic invers.

2. LEGĂTURILE POSIBILE ÎNTRE ELEMENTELE STRUCTURALE DEDUSE INDIRECT ȘI FORMELE DE ZĂCĂMÎNT ALE ROCILOR

Reflectarea caracteristicilor structurii geologice a subsolului în elemente structurale deduse indirect are loc pe baza existenței unor bune limite de separație a proprietăților elastice sau electrice (suprafețe de reflexie sau refracție a undelor elastice, pachete groase de roci bine diferențiate din punctul de vedere al rezistivității specifice etc.). Prezența unor elemente perturbatoare într-o secțiune geologică care îndeplinește aceste condiții, producînd reflexii multiple, difracții etc., a unor variații de facies litologic pe orizontală și deci și de viteză de propagare a undelor elastice sau de rezistivitate specifică, a unor strate acvifere de suprafață sau de adîncime, a unor pachete de roci care funcționează ca ecrane pentru propagarea undelor elastice sau a curentului electric etc., se vor putea transforma, în parte, în elemente structurale deduse, care nu au nici o legătură cu caracteristicile reale ale secțiunii geologice.

Și în cazul aplicării combinate a prospecțiunilor, seismometrică și electrometrică, se pot obține elemente structurale deduse, care au legătură genetică sau care sînt nelegate genetic.

În figura 308 este reprodusă, după G u m a r o v ¹ o porțiune din harta structurală a Turcmeniei, cu izobatele orizontului seismic convențional „OSC₂” și izoliniile rezistivității aparente pentru dispozitivul $\overline{AB} = 12\,000\text{ m}$.

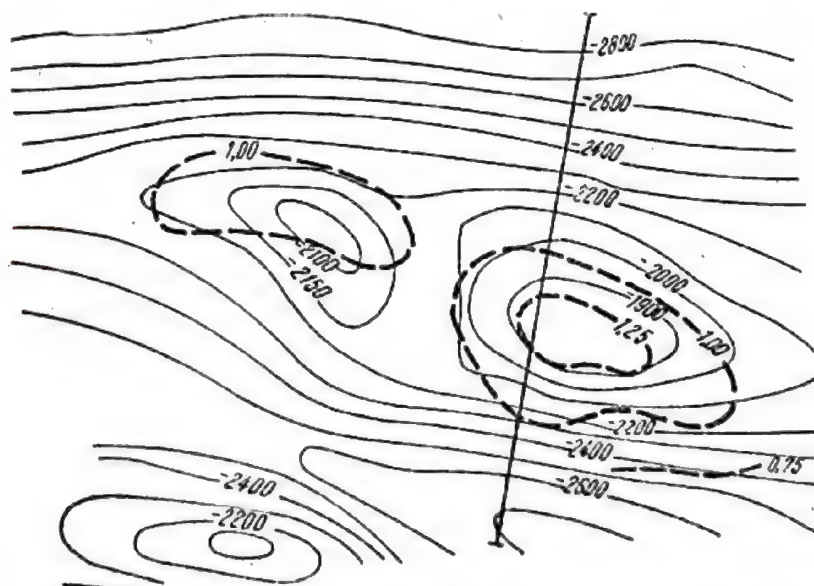


Fig. 308. Hartă structurală seismică-reflexie și cu izoohme pentru $\overline{AB} = 12\,000\text{ m}$, în Turcmenia.

¹ K. S. G u m a r o v, *O vozmozhnostiah primeneniia metoda VEZ v Komplekse gheofiziceskikh issledovanii na nefti v iugozapadnoi Turkmenii*, Razvedocinaia i promislovaia Gheofizika, 15, 1956.

Analizarea ei arată o bună circumscriere a anomaliilor rezistivității aparente, care atinge valori maxime pe cele două culminații ale ridicării anticlinale.

Figura 309 reproduce o secțiune seismică-electrometrică pe direcția profilului din figura 308. Se constată cu ușurință că, deși ca aspect general, atât

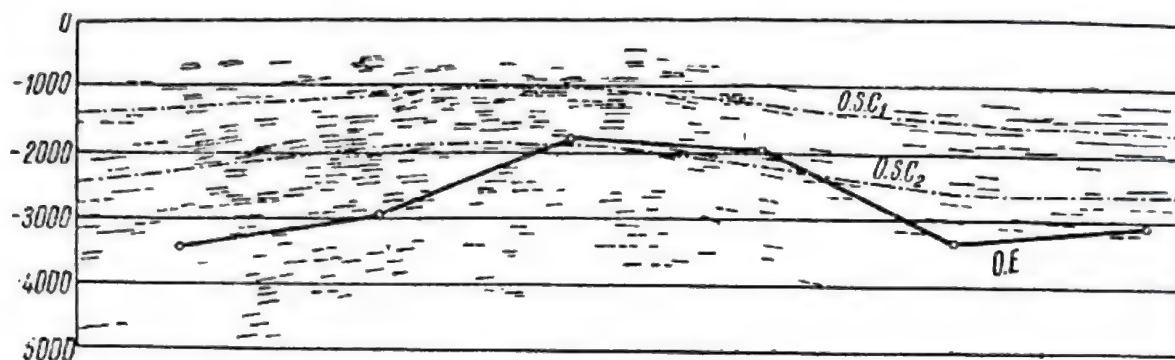


Fig. 309. Secțiune seismică-electrometrică în Turcmenia.

cele două orizonturi seismice convenționale („OSC₁” și „OSC₂”) cât și orizontul electrometric de sprijin („OE”), construit prin interpretarea cantitativă a SEV-urilor, arată o ridicare anticlinală a formațiunilor, există, îndeosebi pe flancurile acesteia, neconcordanțe importante între cele două tipuri de elemente structurale deduse indirect. Astfel se poate spune că:

— în porțiunea ridicată a orizontului „OE”, elementele structurale deduse indirect prin prospecțiuni electrometrice și seismometrice sînt legate genetic, avînd drept cauză comună cutarea anticlinală a formațiunilor din subsol;

— de o parte și de alta a acestei porțiuni ridicate a orizontului „OE”, elementele structurale deduse prin prospecțiuni electrometrice și seismometrice nu sînt legate genetic; elementele seismometrice au drept cauză cutarea anticlinală a formațiunilor, în timp ce la cele electrometrice, la această cauză se mai adaugă elemente perturbatoare de adîncime și de suprafață (variații ale tipului de roci în nucleul structurii, strate acvifere de suprafață etc.).

Iată deci că, chiar în cazul folosirii complexe în procesul de interpretare geologică a metodelor de prospecțiune geofizică *cu controlul adîncimii*, care conduc la elemente structurale deduse, există posibilități de a greși din cauza lipsei de legătură genetică a acestor elemente, prin intervenția unor factori perturbatori în construcția geologică.

3. AVANTAJELE COMPLEXĂRII REZULTATELOR LUCRĂRILOR GEOFIZICE

Avantajele folosirii combinate a rezultatelor mai multor metode geofizice în procesul interpretării geologice complexe derivă atât din legăturile posibile între anomalii și elemente structurale deduse indirect, pe de o parte, și obiectele geologice din subsol, pe de altă parte, cât și din faptul că în diferitele mărimi fizice folosite se reflectă laturi diferite ale obiectului geologic respectiv.

În cazul în care anomaliile sau elementele structurale deduse într-o anumită zonă cercetată geofizic sînt legate genetic, acestea se vor controla reciproc, ceea ce va da un grad de siguranță în plus asupra existenței în subsol a unui anumit obiect geologic. Pe lângă aceasta, reflectînd laturi diferite ale obiectului geologic, acesta va putea fi determinat mai complet și în mai bune condiții.

În cazul în care anomaliile sau elementele structurale deduse indirect sînt nelegate genetic, ele vor reflecta obiecte geologice diferite din subsol, ceea ce va permite stabilirea mai completă a structurii geologice ascunse a subsolului.

Pentru a lămuri mai bine avantajele care apar prin complexarea metodelor geofizice de prospecțiune și carotaj, se dau în cele ce urmează cîteva exemple.

3.1. Folosirea combinată a rezultatelor prospecțiunii gravimetrice, magnetometrice și seismometrice. Un exemplu în acest sens îl constituie prospecțiunile executate în regiunea Palazu-Mare, pentru stabilirea caracteristicilor structurii geologice și determinarea zăcămintelor de fier din fundamentul precambrian.

În figura 310 este reprodus, după Suceava și colaboratori¹, un profil pe direcția nord — nord-vest, sud — sud-est prin apexul anomaliilor gravimetrice Palazu-Mare, conținînd anomalia gravimetrică (Δg), anomalia magnetică (ΔZ) și relieful fundamentului cristalin, determinat seismometric prin metoda KMPV. Paralelizarea celor trei serii de date geofizice pune în evidență faptul deosebit de important că anomaliile gravimetrică și magnetică nu sînt legate genetic; anomalia gravimetrică este parțial produsă de relieful fundamentului

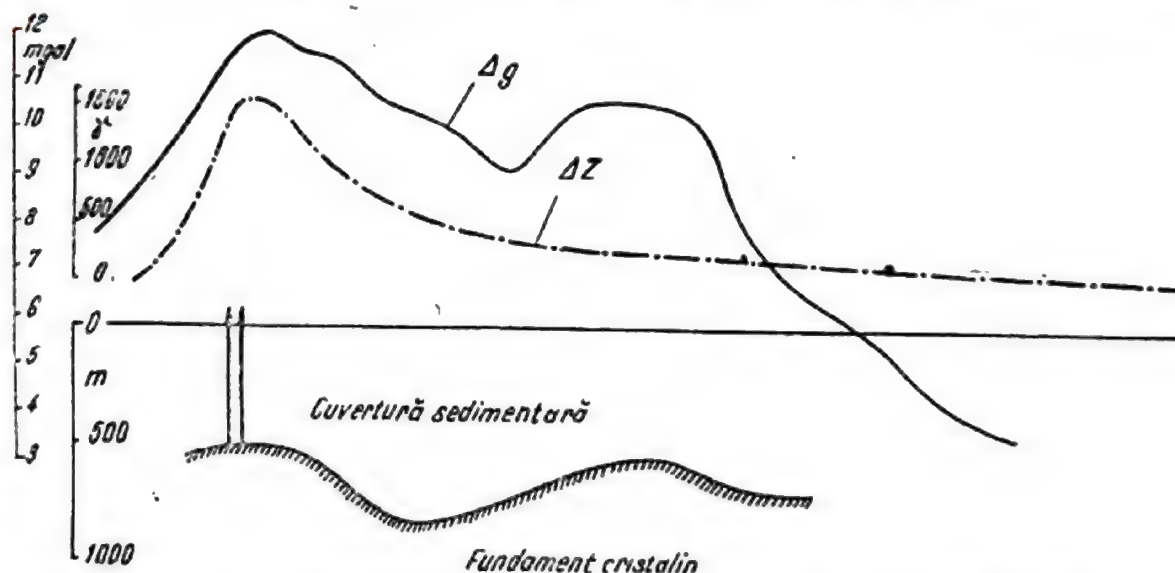


Fig. 310. Profil gravimetric-magnetometric-seismometric peste anomalia Palazu-Mare.

¹ M. Suceava, A. Solomon, Tr. Cristescu, și R. Segal, Noi date geofizice asupra anomaliilor de la Palazu-Mare

în contrast cu cuvertura sedimentară și parțial de contraste de masă din cuprinsul cuverturii sedimentare, în timp ce anomalia magnetică este produsă de prezența în fundamentul cristalin a zăcămintului de magnetit.

Observația de mai sus este întărită de profilul reprodus în figura 311, construit pe aceeași direcție și situat mai la vest de cel precedent, traversînd anomaliile gravimetrice de la nord și sud Cocoșul.

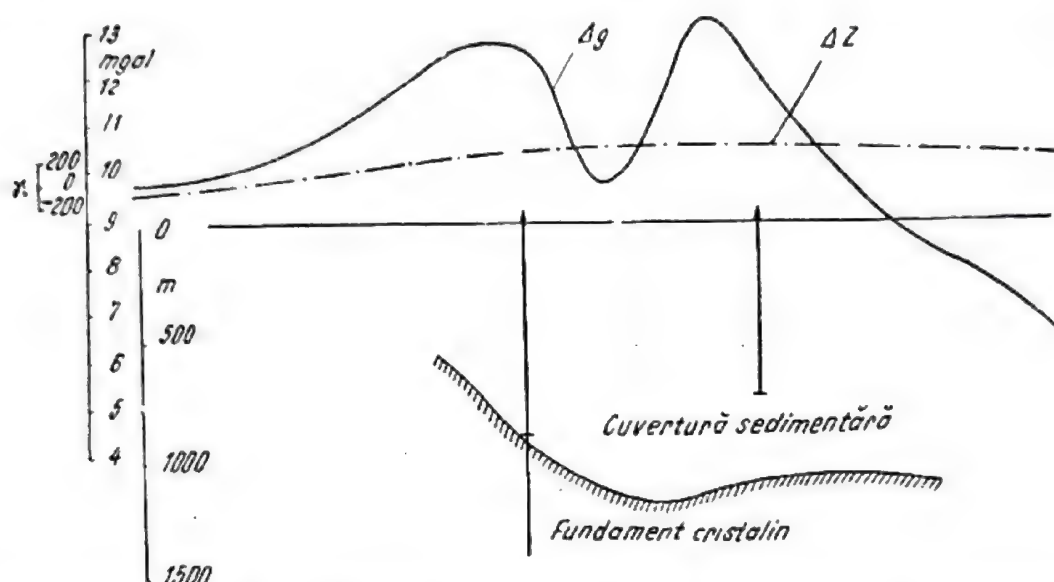


Fig. 311. Profil gravimetric-magnetometric-seismometric peste anomaliile nord și sud Cocoșul.

Rezultatul interpretării complexe de mai sus a schimbat complet concepția cu privire la structura geologică a acestei regiuni și la posibilitățile de prospectare a zăcămintelor de fier în condițiile respective, fapt care nu a putut fi obținut mai înainte¹ din lipsa informațiilor seismometrice și a unora din forajele de explorare executate recent.

3.2. Folosirea combinată a rezultatelor prospecțiunii seismometrice și a carotajului electric. În figura 312 este reprodusă, după Mc Carver², o porțiune din harta structurală a anticlinalului Odem, construită pe baza rezultatelor prospecțiunii seismometrice, prin metoda corelației continue a undelor reflectate. În figura 313 este reprodusă o secțiune pe direcția profilului marcat în figura 312, conținînd orizontul seismic convențional (OSC), construit pe baza rezultatelor seismometrice și armonica carotajelor electrice, cu corelarea nivelurilor caracteristice care se reflectă în anomaliile acestora.

Se constată că, în general, prospecțiunea seismometrică a condus la o imagine fidelă a structurii ascunse a subsolului, singura neconcordanță fiind legată doar de amplitudinea săriturii faliei.

¹ Sabba S. Ștefănescu, Șt. Airinei, R. Botezatu, Fl. Ionescu, D. Popovici și Sc. Stoenescu, *Geophysical surveying for iron near Constanța (Rumanian People's Republic)*, Revue de Géologie et de Géographie, V, 1, 1961.

² H. Mc Carver and L. G. West, *The Geology and Geophysics of the Odem Oil Field, San Patricio County-Texas*, Geophysics, XII, 1, 1947.

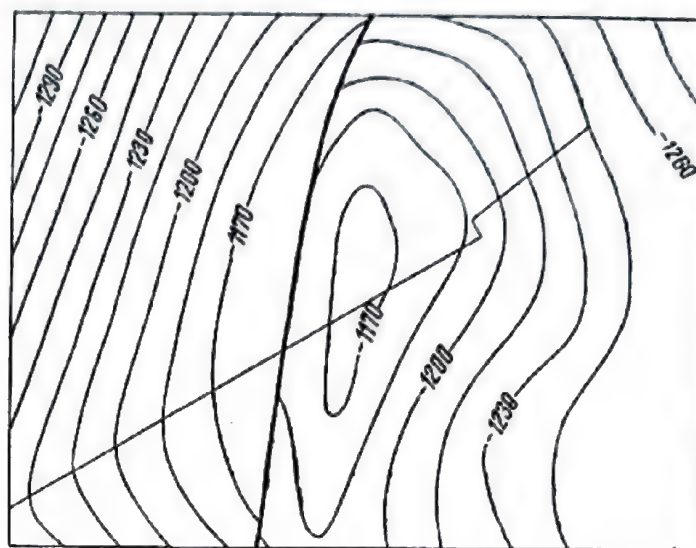


Fig. 312. Harta structurală a anticlinalului Odem.

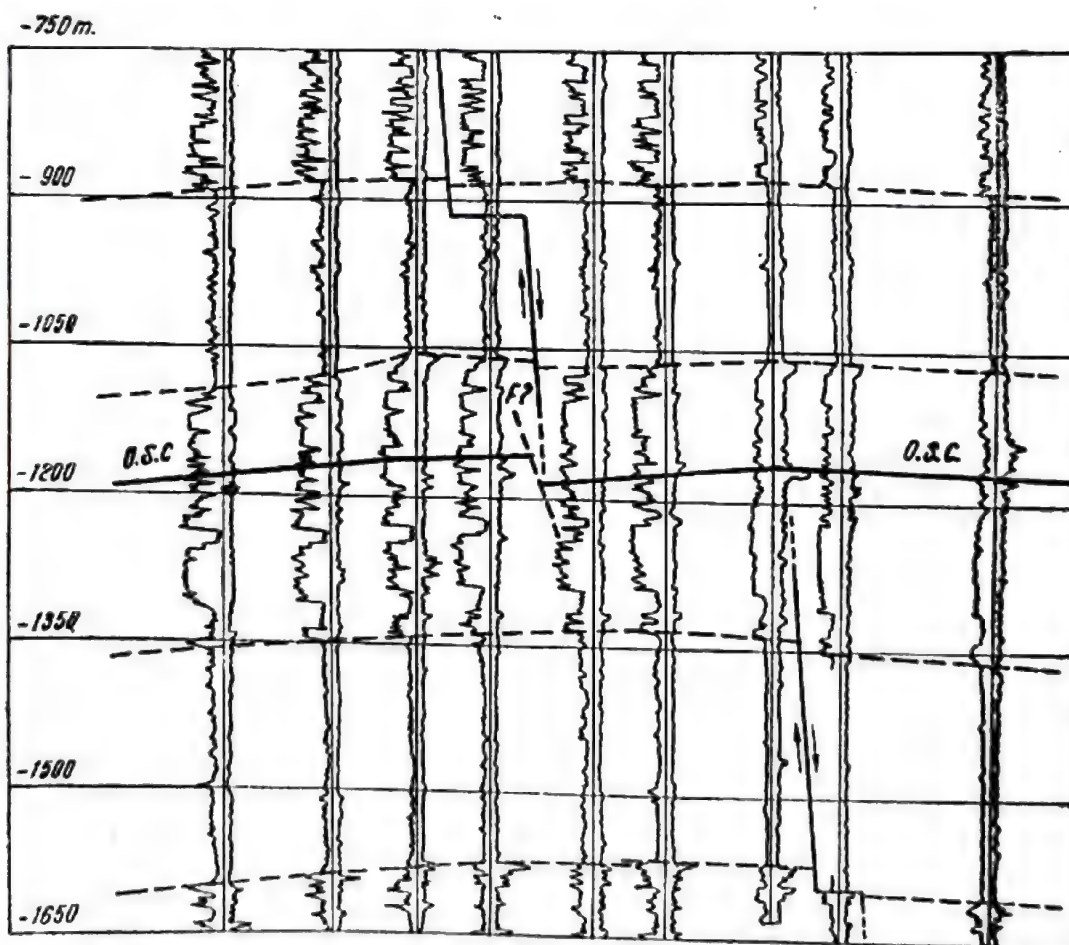


Fig. 313. Secțiune seismică cu armonica de carotaje electrice, transversală la anticlinalul Odem.

3.3. Folosirea combinată a rezultatelor prospecțiunii gravimetrice și seismometrice. Un interesant exemplar îl constituie combinarea prospecțiunilor gravimetrice și seismometrice în regiunea Moinești¹.

În figura 314 este reprodus un profil conținând secțiunea seismică construită pe baza rezultatelor seismosondajelor spațiale și interpretarea structurală (orizontul seismic convențional trasat punctat), în paralel cu anomaliile câmpului gravitației și a gradientului vertical de ordinul II al acestuia.

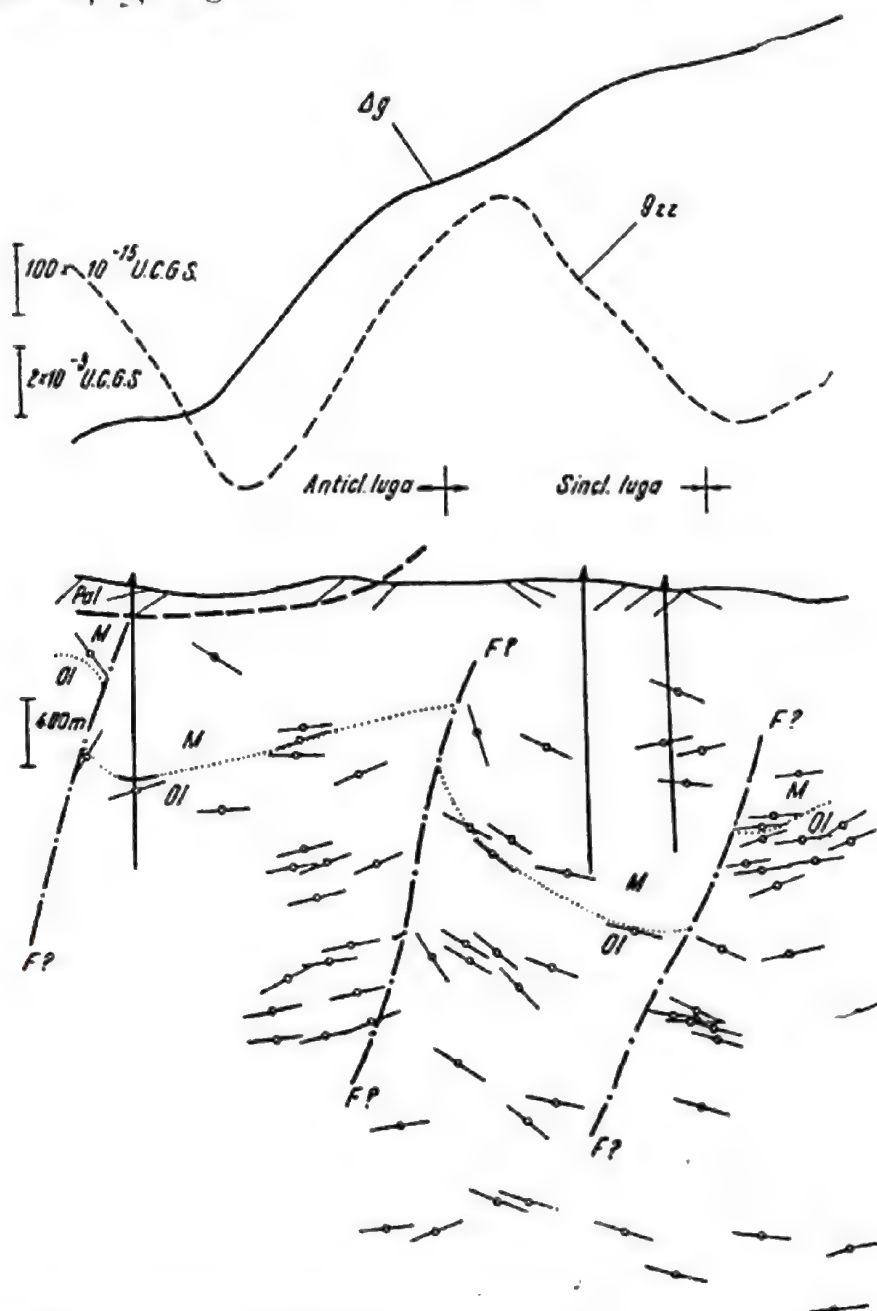


Fig. 314. Profil gravimetric-seismometric în regiunea Moinești.

¹ V. Cucu, V. Chișcan, M. Chișcan, *Raport final asupra prospecțiunii seismice din zona Mihoc-Chilil-Solonț*. Arhiva M.I.P. Ch, 1960.

Se constată corelația bună care există între formele structurale ale formațiunilor miocen-paleogene și anomaliilor g_{γ} , îndeosebi fapt care a permis pe baza anomaliilor acestei mărimi și a datelor de foraj extrapolarea informațiilor structurale obținute seismometric.

3.4. Folosirea combinată a rezultatelor prospecțiunii seismometrice și electrometrice. Figura 315 reproduce un profil prin Peninsula Krasnovodsk,

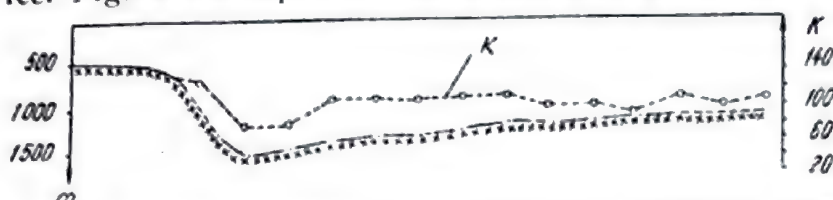


Fig. 315. Profil seismometric-electrometric în Peninsula Krasnovodsk.

după Nikitenko¹, în care este reprezentat fundamentul cristalin determinat prin prospecțiuni seismometrice pe baza undelor refractate (metoda KMPV), în paralel cu variația parametrului K ($K = \sqrt{ad - bc}$, v. cap. XXV), obținut prin prospecțiunea electrometrică pe baza metodei curenților telurici.

În acest caz este remarcabilă imaginea structurală foarte asemănătoare obținută prin cele două metode de prospecțiune geofizică arătând că atât anomalia parametrului K cât și relieful fundamentului determinat seismometric sînt legate genetic.

3.5. Folosirea combinată a rezultatelor prospecțiunii gravimetrice, magnetometrice, seismometrice și electrometrice. În sfîrșit, în figura 316 este reprodus, după Fomina², un profil printr-o depresiune mezozoică de pe teritoriul U.R.S.S., pe care este înscrisă variația cîmpului gravității (Δg), a componente verticale a cîmpului geomagnetic (ΔZ), a conductanței unitare longitudinale (S), o secțiune de rezistivitate aparentă și imaginea structurală pentru o stratificație cu trei strate, calculată pe baza SEV-urilor. Elementele de reflexie sînt obținute din prospecțiuni seismometrice, iar unele detalii structurale ale secțiunii geologice sînt parțial stabilite, pe bază de foraje de explorare și carotaje geofizice.

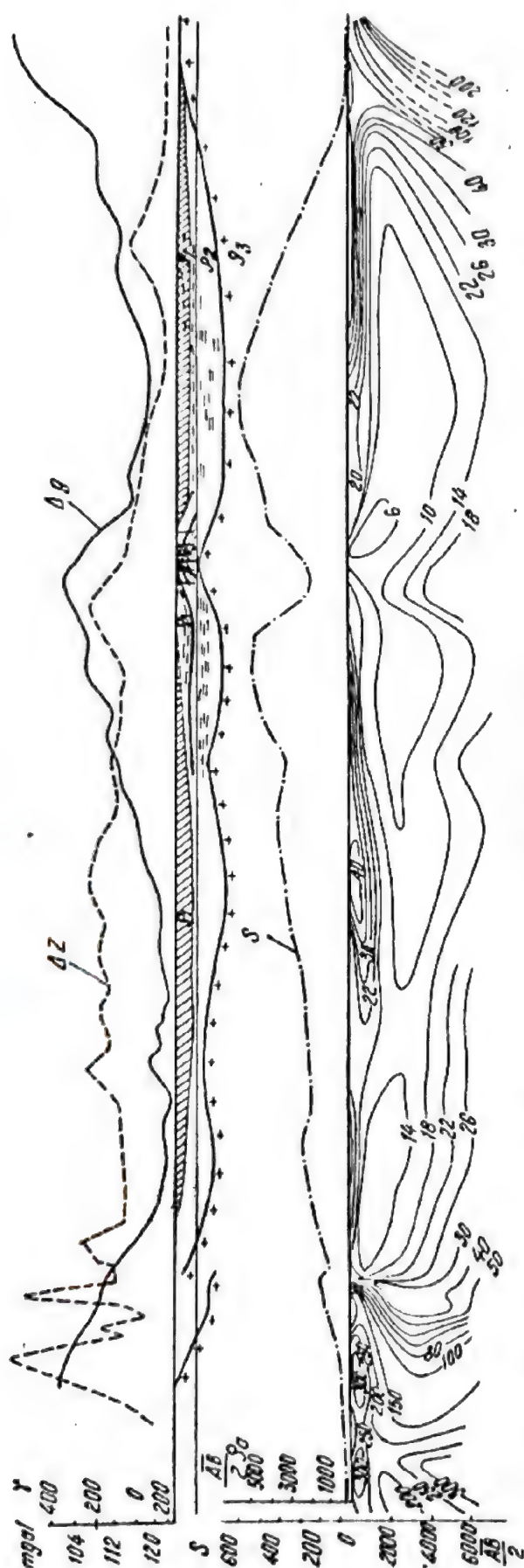
Existența unor bogate informații obținute prin metodele geofizice, parțial controlate prin foraje (în zona anticlinalului din partea dreaptă a profilului), permit formularea unor interesante concluzii, atît în procesul de interpretare geologică complexă, cu privire la structura geologică a regiunii, cît și asupra caracteristicilor reflectării acesteia în diversele mărimi fizice folosite.

Fără a intra în prea multe amănunte, este cazul de remarcă buna reflectare a reliefului fundamentului în anomalia gravimetrică și mai ales în datele electrometrice și totodată reflectarea foarte slabă a acestuia în anomalia magnetică, unde este combinată cu elemente de reflectare mai adînci (din interiorul fundamentului) și posibil chiar din cuvertura sedimentară.

Apar clar din cele prezentate pînă acum posibilitățile mult mai mari pe care le oferă în procesul interpretării geologice complexarea

¹ K. I. Nikitenko, *Iz opita primeneniia metoda TT v SSSR, Razvedocinaia i promislovaia gheofizika*, 33, 1959.

² V. I. Fomina, *Primenenie kachestvennoi interpretatii krivih zondirovaniia dlia gheotektonicheskogo raionirovaniia*, Razvedocinaia i promislovaia gheofizika, 33, 1959.



rezultatelor mai multor metode geofizice aplicate în aceeași regiune; acestea, împreună cu datele extra-geofizice de care se dispune, constituie un material informativ prețios, pentru asigurarea creșterii eficienței interpretării geologice a rezultatelor lucrărilor geofizice.

Pentru aceste avantaje este necesar ca în interpretarea geologică a unor anomalii sau elemente structurale deduse indirect, ca rezultat al aplicării uneia din metodele geofizice, să fie folosite toate rezultatele geofizice anterioare, chiar dacă lucrările prin care au fost obținute au avut un alt caracter sau un alt obiectiv geologic. Desigur că cea mai bună soluție ar fi (așa cum de altfel s-a precizat la începutul acestui capitol), ca însăși lucrările geofizice, să se execute complex în teren, folosind cât mai multe metode; acest lucru nu este însă justificat întotdeauna sub aspectul tehnico-economic, conducând la prețuri de cost dezavantajose de ridicate.

CAPITOLUL XLI

ASPECTELE TEHNICO-ECONOMICE ALE LUCRĂRI- LOR GEOFIZICE. EFICIENȚA ECONOMICĂ A ACESTORA

Este cunoscut faptul că în statele socialiste și, implicit, în Republica Populară Română, conducerea centralizată a economiei naționale este o necesitate obiectivă.

Proprietatea socialistă asupra mijloacelor de producție face posibilă organizarea și conducerea planificată a economiei naționale. Transformarea economiei naționale într-un tot economic unic, bazat pe proprietatea socialistă asupra mijloacelor de producție, asigură cîmp larg de acțiune *legii dezvoltării planice proporționale a economiei naționale*, care este regulatorul repartiției mijloacelor de producție și a forței de muncă în economia socialistă, în concordanță cu legea economică fundamentală a socialismului.

Conducerea planificată pe baza unui plan unic asigură o dezvoltare armonioasă a tuturor ramurilor economiei naționale și permite concentrarea tuturor eforturilor pentru rezolvarea celor mai importante sarcini ale dezvoltării economiei socialiste și, în primul rînd, crearea și dezvoltarea cu precădere a industriei grele, cu pivotul ei industria constructoare de mașini. Industria grea este aceea care aprovizionează toate ramurile economiei naționale cu utilaj, mașini, combustibil și energie, creînd astfel condițiile necesare pentru lărgirea sistematică a ramurilor producătoare de bunuri de consum, cum sînt agricultura, industria ușoară, industria alimentară etc. De aici rezultă clar necesitatea dezvoltării cu precădere a industriei grele, așa cum s-a specificat mai sus.

În dezvoltarea industriei grele, un rol deosebit de important îl au cercetările geologice de toate tipurile, implicit cele geofizice. Cercetările geologice sînt acelea care creează baza de materii prime necesare atît industriei grele cît și altor ramuri producătoare de bunuri de consum, asigurînd dezvoltarea armonioasă a acestora în cadrul economiei naționale. Pentru aceasta, planificarea și organizarea cercetărilor geologice în Republica Populară Romînă reprezintă o parte integrantă a planului de stat.

Pentru a ne da mai bine seama de importanța acordată de statul nostru democrat-popular cercetărilor geologice în țara noastră, sînt reproduse în tabelul de mai jos, după Raportul tovarășului Gheorghe Gheorghiu-Dej la Congresul al III-lea al P.M.R., cîteva date referitoare la unele materii prime și derivate ale acestora, din care reiese nivelul producției în anul 1959 și sarcina de producție la sfîrșitul planului șesenal, în anul 1965.

Așa cum reiese de altfel și din tabelul de mai jos, sarcinile principale în domeniul cercetărilor geologice privesc:

- creșterea bazei energetice, prin mărirea producției de cărbuni, petrol și gaze naturale;
- asigurarea producției industriei siderurgice, prin mărirea producției de minereuri de fier, cărbuni cocsificabili, cărbuni, materiale refractare etc.;
- asigurarea producției industriei metalurgice, prin mărirea producției de metale neferoase, cum sînt: aluminiul, cuprul, plumbul, zincul etc.;
- asigurarea producției industriei chimice, prin mărirea producției de petrol, gaze naturale, sare, săruri de potasiu și magneziu etc.;
- asigurarea realizării sarcinilor în domeniul construcțiilor, prin mărirea producției de roci utile.

Asupra importanței acordate de statul nostru cercetărilor geologice sînt grăitoare cifrele următoare, extrase tot din Raportul prezentat de tovarășul Gheorghe Gheorghiu-Dej la Congresul al III-lea al P.M.R. În perioada 1954—1959 a fost cheltuit pentru cercetări geologice un fond în valoare totală de 8 miliarde de lei; pentru perioada 1960—1965 au fost alocate 12 miliarde

<i>Produsul</i>	<i>Producția în 1959</i>	<i>Nivelul producției în 1965</i>
Cărbuni	7 977 000 t	11 500 000—12 500 000 t
Cocs metalurgic	609 000 t	1 600 000 t
Gaz metan	5 782 000 000 m ³	13 300 000 000 m ³
Minerul de fier	1 064 000 t	4 000 000 t
Aluminiu	—	20 000—30 000 t
Sodă calcinată și caustică	171 000 t	500 000 t
Îngrășăminte minerale 100%	52 000 t	500 000 t
Cauciuc sintetic	—	50 000 t
Mase plastice și rășini sintetice	6 600 t	95 000 t
Fibre și fire sintetice	300 t	13 000 t

de lei în același scop, din care circa 2 miliarde special pentru utilaje și aparatură modernă de cele mai noi tipuri.

În cadrul general al cercetărilor geologice, cercetările geofizice, la rândul lor, ocupă un rol deosebit de important. Lucrările geofizice sînt prezente în toate etapele de cercetare geologică; prospecțiune geologică — prospecțiune geofizică; explorare — carotaj geofizic, măsurători geofizice speciale în mine sau sonde; exploatare — carotaj geofizic. Ridicarea continuă a eficienței economice a lucrărilor geologice¹, sarcină permanentă în acest domeniu de activitate, nu este de conceput în momentul de față fără efectuarea tuturor cercetărilor geofizice adecvate acestora. După specificul cercetării geofizice și a problemei geologice de rezolvat, ca și în funcție de etapa de cercetare geologică la care se referă, planificarea și organizarea lucrărilor geofizice este diferită. În cele ce urmează vor fi tratate separat, pe de o parte, lucrările de prospecțiuni geofizice și, pe de altă parte, lucrările de carotaj geofizic, ca avînd specificuri de organizare și de planificare complet diferite.

1. LUCRĂRILE GEOFIZICE DE PROSPECȚIUNE

În legătură cu efectuarea lucrărilor de prospecțiuni geofizice sînt de precizat următoarele:

1.1. **Organizarea.** Cea mai mică unitate organizatorică, operativă, de prospecțiuni geofizice este *formațiunea de prospecțiuni geofizice*. Formațiunile sînt specializate pe metode de prospecțiune geofizică. Astfel există formațiuni de prospecțiuni gravimetrice, magnetometrice, seismometrice, electrometrice sau radiometrice. Este posibilă însă și organizarea de forma-

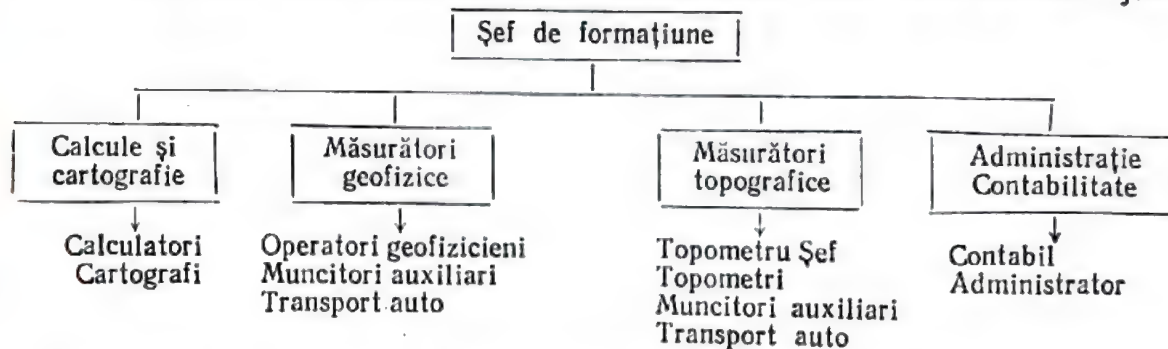
¹ Eficiența economică se exprimă în ultima instanță în lei/tona de rezervă de minerul determinată prin totalitatea cercetărilor geologice efectuate.

țiuni mixte de prospecțiuni, cum ar fi, de exemplu, gravimetrice-magnetometrice, magnetometrice-radiometrice, electrometrice-magnetometrice etc., atunci când nevoile de organizare cer aceasta. Soluția organizatorică cea mai bună rămâne însă aceea de formațiune specializată pe metode de prospecțiune, deoarece, pe de o parte, specializarea personalului asigură o rezolvare mai eficientă a problemelor geologice, iar pe de altă parte numărul mai mic de personal asigură funcționarea formațiunii în mai bune condiții și cu o eficiență economică mai ridicată.

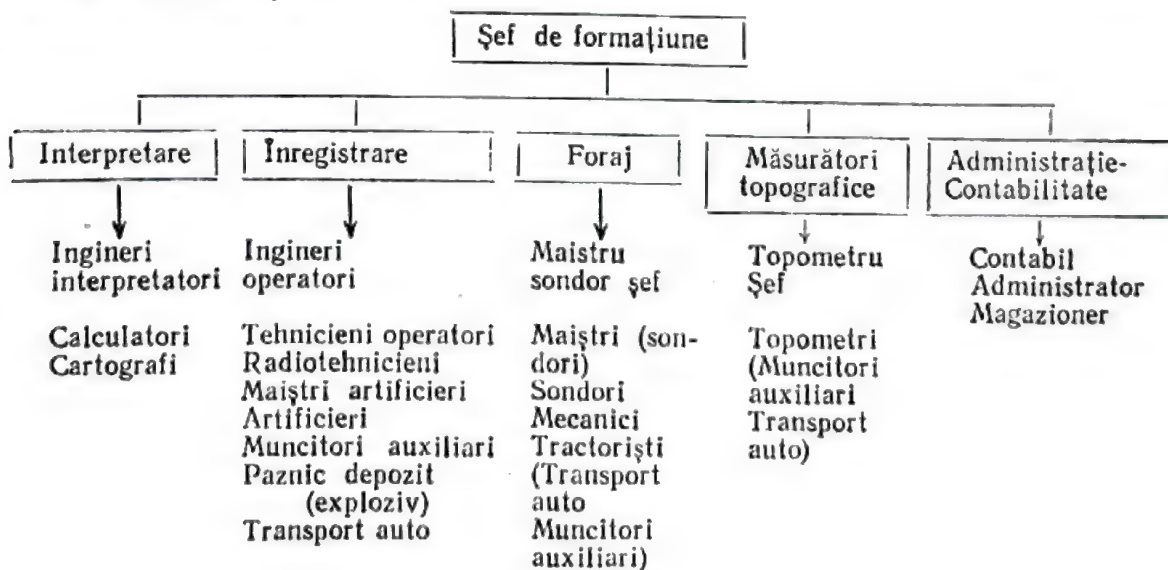
Funcțiunile unei formațiuni, privite în mic bineînțeles, sînt aproape acelea ale unei întreprinderi. Independența organizatorică și operativă pe care o au formațiunile a făcut ca la o parte din ele, cum sînt cele gravimetrice sau seismometrice care au un personal mai numeros, să se acorde și independență economică, fiind organizate pe principiul de *gospodărie socialistă*.

Formațiunile de prospecțiuni geofizice sînt conduse de un șef de formațiune (care este întotdeauna un inginer geofizician) și au personal ingineresc, tehnic și administrativ, precum și muncitorii necesari îndeplinirii tuturor funcțiunilor de producție și administrare.

Schema de principiu a unei formațiuni de prospecțiuni gravimetrice, magnetometrice, electrometrice sau radiometrice este cea de mai jos:



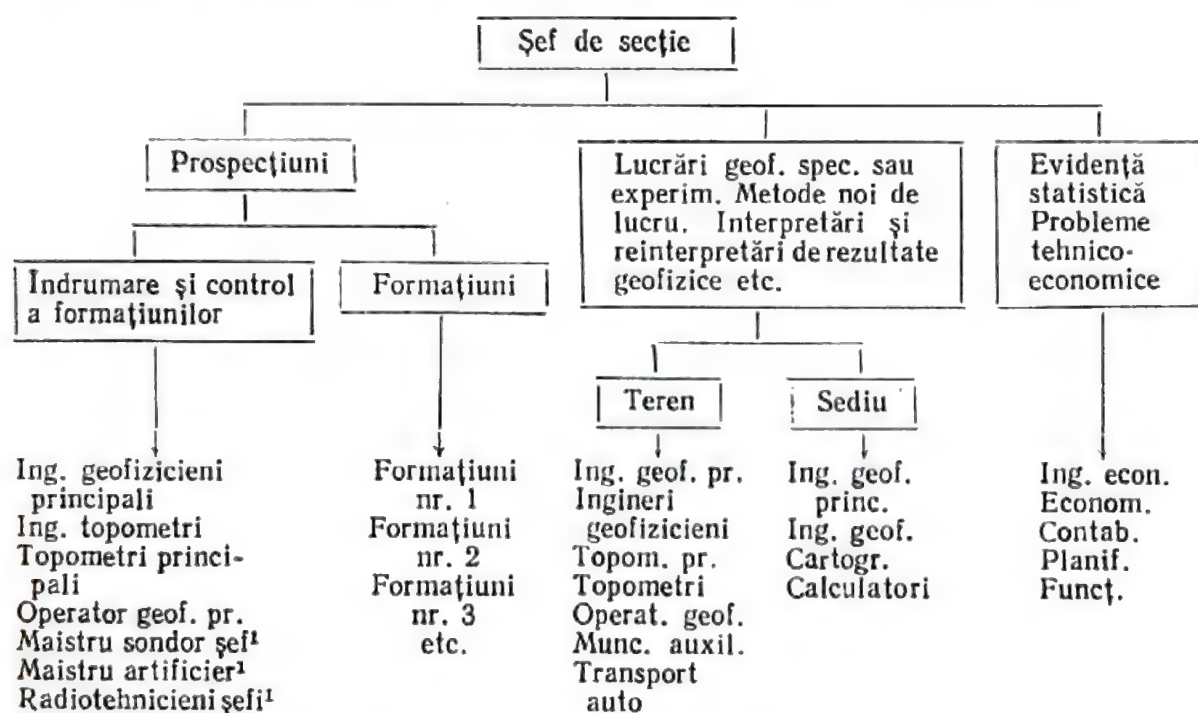
Schema de principiu a unei formațiuni de prospecțiuni seismometrice este cea de mai jos:



Formațiunile de prospecțiuni geofizice pot fi simple, duble sau triple, după cum aparatura geofizică specifică este în exemplar unic, dublu sau triplu. În funcție de aceasta se stabilește numărul de persoane pe fiecare funcțiune specifică din schemele de principiu de mai sus.

Formațiunile de prospecțiuni geofizice sînt grupate în general pe *secții de specialitate*. Astfel sînt secții de gravimetrie, magnetometrie, electrometrie, radiometrie și seismometrie. Este posibilă și gruparea formațiunilor pe *secții complexe*, care să conțină formațiuni pentru mai multe sau chiar toate metodele de prospecțiuni geofizice. Ca și în cazul formațiunilor, gruparea acestora pe secții de specialitate aduce avantajul specializării pentru rezolvarea cu mai multă eficiență a problemelor geologice.

Schema de principiu a unei secții de specialitate este următoarea:



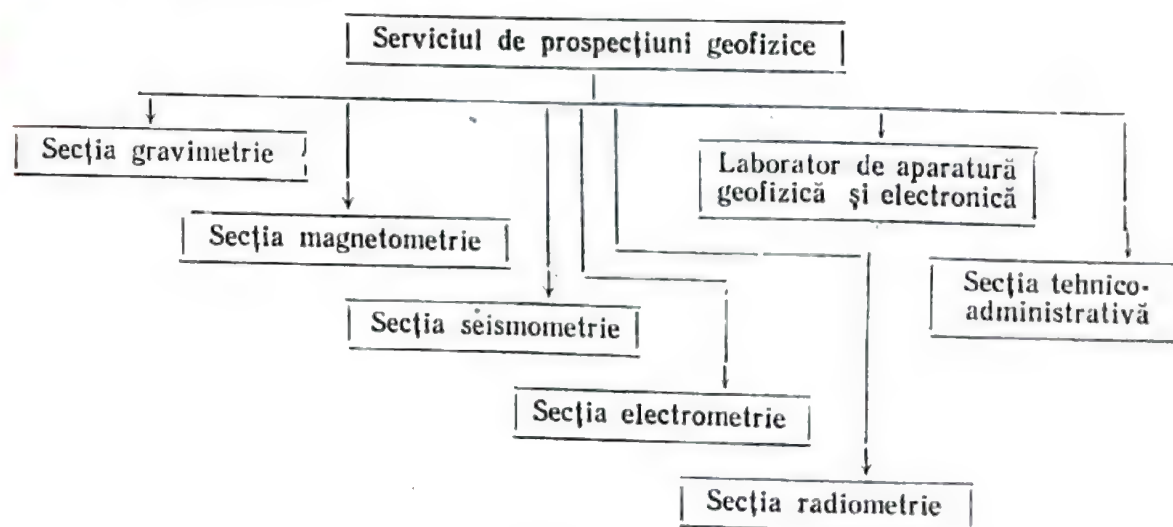
Secțiile sînt unitățile operative și organizatorice pe care se face defalcarea sarcinilor de plan la toți indicii tehnico-economici, la nivel de întreprindere. Defalcarea sarcinilor de plan pe formațiuni are un caracter intern, făcîndu-se în cadrul secției de care acestea aparțin; pe aceasta, numărul de formațiuni din cuprinsul unei secții este determinat de volumul producției planificate pentru secția respectivă și poate fi variabil de la un an la altul.

Tot secțiile sînt acelea care întocmesc planurile de import de utilaje, aparatură și materiale care nu se pot procura din țară, planurile de aprovizionare cu materiale din țară, planul forțelor de muncă, planurile de transport, planurile de cheltuieli, planul tehnic etc., toate acestea bineînțeles în acord cu dinamica planificată a creșterii volumului producției. Ele fac autorecepția lucrărilor executate de formațiuni, controlînd întreg materialul informativ

¹ numai pentru secția seismometrie.

colectat pe teren, supraveghează și ajută la întocmirea rapoartelor de lucrări, formulează propunerile de explorare și fac propuneri de lucrări și teme de executat în anii următori, care să fie înscrise în planul general de lucrări al întreprinderii; urmăresc realizarea planului la toți indicii tehnico-economici și intervin operativ în organizarea și activitatea formațiunilor atunci când procesul de producție nu are ritmicitatea normală; se preocupă de introducerea tehnicii noi pentru îmbunătățirea continuă a procesului de producție, urmăresc aplicarea și rezultatele introducerii inovațiilor și raționalizărilor și fac propuneri de teme pentru inovații, pe baza analizei atente a procesului de producție; colaborează cu toate organele întreprinderii în problemele tehnico-administrative și financiar-contabile care interesează secția; execută lucrări speciale pe teren sau la sediu, lucrări experimentale; execută interpretări și reinterpretări de date geofizice, construiesc hărți geofizice în alte ipoteze fizico-geologice decât acelea folosite de formațiuni pentru îmbunătățirea materialului geofizic, construiesc hărți de sinteză parțială pe regiuni administrative, unități geologice sau substanțe minerale utile; întocmesc evidența tuturor lucrărilor executate pînă în prezent cu caracteristicile acestora și execută lucrările statistice legate de acestea etc.

Secțiile de specialitate sau secțiile complexe sînt grupate într-un *serviciu de prospecțiuni geofizice*. Schema de principiu a unui serviciu de prospecțiuni geofizice este cea de mai jos:



Ca și secțiile, serviciul de prospecțiuni geofizice este condus de un inginer de specialitate.

Serviciul de prospecțiuni geofizice nu are un caracter operativ, ci funcțional; unitățile operative din cadrul serviciului sînt secțiile. Rolul serviciului este de a coordona și îndruma activitatea secțiilor care au sarcini de plan concrete.

Este posibilă și organizarea activității de prospecțiuni geofizice într-o *întreprindere de prospecțiuni geofizice*; în acest caz, secțiile de specialitate sînt ridicate la rangul de servicii. Este de asemenea posibilă defalcarea unor sarcini din cadrul secțiilor, așa cum au fost prezentate, cum ar fi de exemplu, lucră-

rile speciale, experimentale, lucrările de interpretare și reinterpretare a prospecțiunilor de sinteză parțială etc. și gruparea acestora într-o *secție de tematică*, sau, în cazul unei întreprinderi, într-un *serviciu de tematică*.

Oricare ar fi însă organizarea activității de prospecțiuni geofizice, într-un serviciu sau întreprindere, trebuie să conțină unități organizatorice specifice, așa cum reies din cele expuse mai sus.

1.2. Planificarea. Serviciul de prospecțiuni geofizice lucrează pe baza unui plan, derivat din planul de stat și defalcat pe secții și formațiuni, cu sarcini concrete repartizate pînă la ultimul salariat.

Secțiunile planului sînt următoarele:

— *Planul de producție.* Planul de producție este exprimat în unități convenționale, reprezintă volumul producției anuale și este defalcat pe secții și formațiuni, precum și pe trimestre și luni.

O unitate convențională reprezintă o unitate fizică (o stație de gravimetrie sau magnetometrie, un dispozitiv SEV, o întindere pentru împușcarea într-un sens la metoda corelației continue a undelor reflectate etc.) executată în anumite condiții. Trecerea de la o condițiune de teren la alta se face cu ajutorul unor *coeficienți de transformare*, care exprimă echivalența diferitelor condiții reale în unități convenționale. *Coeficientul de transformare* este determinat ca raportul dintre timpul necesar realizării unei unități fizice într-o condiție oarecare și timpul necesar realizării unei unități fizice în condiția aleasă ca tip.

Calculul realizărilor de plan se face înmulțind numărul de unități fizice realizate cu coeficienții de transformare corespunzători condițiilor de teren, în care au fost realizate și însumarea tuturor realizărilor parțiale din cuprinsul unei luni. Totalul punctelor convenționale realizate lunar se înmulțește cu coeficientul mediu de calitate al lunii respective, calculat separat pe bază de norme de calitate și rezultatul reprezintă producția lunară.

Realizarea sarcinilor de plan este urmărită lunar, trimestrial și anual, pe toate tipurile de prospecțiuni geofizice.

— *Planul de muncă și salarii.* Acesta conține numărul mediu scriptic al personalului de toate categoriile, salariile medii pe categorii de salariați și fondul de salarii, precum și planul de creștere a productivității muncii.

Productivitatea muncii reprezintă raportul dintre realizarea medie pe unitatea de timp și sarcina de plan pe aceeași unitate de timp și se exprimă de obicei în lei/cap de salariat.

Planul de muncă și salarii este de asemenea defalcat pe secții și formațiuni, precum și pe trimestre și luni; urmărirea realizărilor se face lunar, trimestrial și anual, pe secții și formațiuni.

— *Planul prețului de cost.* Planul prețului de cost conține sarcinile privitoare la prețul de cost al producției și la reducerea acestuia pe punctul convențional la diferitele tipuri de prospecțiuni geofizice; costurile producției pe elementele prețului de cost, precum și planurile de cheltuieli directe pe secții și indirecte pe întreprindere.

Realizările prețului de cost al producției sînt comparate cu prețuri medii plafon sau cu prețuri de deviz cu sarcină planificată de reducere, stabilite

pentru fiecare tip de prospecțiune geofizică, care au o dinamică mobilizatoare de la un an la altul și care sînt fixate cu anticipație la începutul fiecărui an. Urmărirea realizării prețului de cost se face trimestrial și anual, pe secții.

— *Planul tehnic.* Această secție a planului cuprinde planul de cercetări tehnico-științifice, planul de perfecționare a tehnologiei producției și planul de măsuri tehnico-organizatorice, reprezentînd în fapt programul pentru înfăptuirea programului tehnic.

Planul tehnic este defalcat pe servicii și secții; urmărirea realizării lui se face trimestrial și anual, pe secții și serviciul de prospecțiuni geofizice.

— *Planul de aprovizionare tehnică-materială.* Această secțiune a planului conține necesarul de materiale, piese de schimb, carburanți, lubrifianți, precum și termenele de livrare a acestora în magazia întreprinderii și în magazinele formațiunilor. El este întocmit pe baza normelor de consum și a normelor pentru stocurile de materiale.

Planul de aprovizionare tehnică-materială este defalcat pe secții și formațiuni, precum și anual, trimestrial și lunar.

— *Planul financiar.* Planul financiar cuprinde cheltuielile de producție, încasările din desfacerea producției, necesitățile de mijloace circulante și mărirea creditelor necesare pe termene scurte. El este defalcat lunar, trimestrial și anual, pe serviciul prospecțiuni geofizice, secții și formațiuni.

1.3. Executarea lucrărilor de prospecțiuni geofizice

Executarea lucrărilor de prospecțiuni geofizice comportă trei etape principale, și anume:

- etapa de proiectare a lucrărilor și de deschidere a finanțării;
- etapa de măsurători de teren;
- etapa de definitivare a măsurătorilor și de întocmire a raportului de lucrări.

Prima și a treia etapă se execută la sediu; a doua în teren.

— *Etapa de proiectare a lucrărilor și de deschidere a finanțării.* Orice lucrare de prospecțiune geofizică începe printr-o comandă, emisă fie de ministerul de care aparține întreprinderea, fie de un alt minister, prin intermediul ministerului tutelar. În comandă este fixat numărul și enunțul problemei, precum și volumul de lucrări; de exemplu: comanda 153, problema XX1/3. Prospecțiuni magnetometrice-electrometrice (potențial natural) pentru mineralizații de sulfuri complexe în Carpații Orientali, sectorul Valea Cerbului-Valea Rece, în volum de 3 500 p. c.

Comanda este transmisă prin întreprindere, serviciu și secție, uneia sau mai multor formațiuni cărora le este repartizată, care întocmesc proiectul tehnic al lucrării. Proiectul tehnic este documentul de bază, care, după prealabila aprobare a organelor superioare, devine programul de lucru al fiecărei formațiuni și reprezintă concretizarea la condițiile reale de teren a sarcinii

de plan exprimată în puncte convenționale¹. Un plan pentru proiectul tehnic este reprodus mai jos:

PROIECT TEHNIC

Text:

- I. Introducere.
- II. Cercetări geofizice și geologice anterioare în regiune.
- III. Proiectarea lucrărilor geofizice:
 - Problemele geologice propuse spre rezolvare prin prospecțiuni geofizice.
 - Justificarea fizico-geologică a aplicării prospecțiunilor geofizice.
 - Metodica și tehnica de lucru propusă pentru prospecțiunile geofizice.
- IV. Defalcarea sarcinilor de plan (în timp și spațiu); Propuneri pentru coeficienți medii de transformare.
- V. Dotarea formațiunii cu aparatură, utilaj și mijloace de transport.
- VI. Planul forțelor de muncă.
- VII. Planul de aprovizionare.
- VIII. Modul de prezentare a rezultatelor prospecțiunii geofizice:
 - parțiale (lunar și trimestrial)
 - definitive (anual).
- IX. Bibliografie.

Anexe grafice:

- I. Plan de situație a desfășurării lucrărilor, cu defalcarea zonelor care se vor măsura lunar.
- II. Harta geologică a regiunii, la scara la care se vor executa lucrările.
- III. Harta cu cercetările geofizice anterioare în regiunea de lucru, la aceeași scară.

Deschiderea finanțării lucrărilor se face pe baza a două documente, și anume: *memoriul tehnico-economic* și *devizul lucrărilor*.

Memoriul tehnico-economic cuprinde justificarea tehnică și economică a lucrărilor propuse, modul cum acestea se încadrează în sarcinile de bază ale planului de dezvoltare a economiei naționale, estimarea rezervelor de materii prime care vor putea fi descoperite în urma acestor lucrări, precum și valoarea acestor lucrări.

Devizul lucrării cuprinde calculul valorii lucrărilor pe elementele prețului de cost și se întocmește pe bază de norme de deviz, în funcție de comanda, problema și proiectul tehnic redactat. Un plan pentru devizul lucrării este reprodus mai jos².

DEVIZUL LUCRĂRII

Cheltuieli directe:

- 1) Materiale.
- 2) Manopera.

¹ E. Tătaru, ...R. Botezatu, ...E. Schlessinger, *Instrucțiuni pentru planificarea și raportarea realizării lucrărilor geologice în R.P.R.*, CSP, MIPCh-CG, 1960 (pentru uz intern).

² Comitetul Geologic, *Indicator de Norme de Deviz pentru lucrări geologice*, București, Ed. tehnică, 1955, 1958, 1960.

3) Utilaj.

4) Transport.

5) Total cheltuieli directe ($1 + 2 + 3 + 4$).

Cheltuieli indirecte:

6) Cheltuieli generale (se aplică, în %, la punctul 5)

7) Sarcini sociale (se aplică, în %, la punctul 2).

8) Total cheltuieli indirecte ($6 + 7$).

Cheltuieli adăugate la total:

9) Total cheltuieli directe și indirecte ($5 + 8$).

10) Beneficiu legal.....% (se aplică la punctul 5).

11) Total cheltuieli ($9 + 10$).

12) Impozit.....% (se aplică la punctul 11).

13) Total cheltuieli ($11 + 12$).

14) Comision B.C.I.....% (se aplică la punctul 13).

Valoarea devizului:

15) Valoarea totală a devizului ($13 + 14$).

Prețul mediu unitar:

16) Prețul mediu pe 1 p. c. (Raportul dintre valoarea de la punctul 13 și sarcina de producție în puncte convenționale pentru care a fost calculat devizul.)

După cum se poate constata din cele de mai sus, devizele se calculează față de unitățile în care se exprimă producția, adică puncte convenționale.

Prețurile pe baza cărora se calculează cheltuielile pe fiecare capitol de deviz sînt stabilite prin norme de deviz sau prin cataloage de prețuri republicane. Normele sînt următoarele:

— Norme de consum materiale (consumuri specifice pe un punct convențional la toate tipurile de lucrări geofizice sau pe un metru forat la forajul seismic).

— Norme de manoperă:

— formațiuni tip;

— norme de producție;

— norme de revizie și control.

— Norme de transport.

— Norme de utilaj¹:

— tabele de utilaje normate pe formațiuni-tip;

— amortisment utilaj;

— norme de reparații.

Devizele se întocmesc separat pentru cele trei etape principale de executare a lucrărilor.

După ce întreaga documentație specificată mai sus a fost întocmită și B.C.I. (Banca de Credit și Investiții) a deschis finanțarea, se poate începe a doua etapă, adică aceea a măsurărilor de teren.

— *Etapa de măsurători de teren.* Această etapă comportă și ea trei faze distincte, și anume: deplasarea formațiunii de la centrală la sediul din teren,

¹ Comitetul Geologic, *Instrucțiuni pentru planificarea și executarea lucrărilor periodice preventive de întreținere și reparație a utilajului, mijloacelor de transport, instalațiilor și aparatelor utilizate de către Comitetul Geologic*, Ed. tehnică, 1955.

instalarea și pregătirea începerii măsurătorilor, inclusiv recunoașterea terenului; executarea propriu-zisă a măsurătorilor; lichidarea lucrărilor și deplasarea formațiunii din teren la centrală.

Executarea măsurătorilor se face cu respectarea strictă a disciplinei în muncă ¹, a perimetrelor planificate, a metodicii și tehnicii de lucru, a coeficienților de transformare pentru calculul realizărilor de plan, a toleranțelor admise pentru precizia măsurătorilor, a sarcinilor cantitative și a termenelor, așa cum sînt înscrise în proiectul tehnic aprobat de organele superioare. Ieșirea din cadrul prevederilor proiectului tehnic nu este permisă decît pe baza unei comenzi suplimentare sau a unei dispoziții de lucru scrise, care emană de la direcția generală a ministerului tutelar și după ce în prealabil a fost întocmit un supliment de proiect tehnic care a fost aprobat de organele superioare.

— *Etapa de definitivare a măsurătorilor și de întocmire a Raportului de lucrări.* În această etapă se execută verificarea întregului material informativ acumulat în perioada de măsurători de teren, se prelucrează în diferite ipoteze fizico-geologice, se fac reprezentările grafice și cartografice cele mai potrivite și se efectuează interpretarea geologică a datelor geofizice aduse în stadiul final de definitivare. Rezultatele de ordin tehnico-economic, tehnic și științific care reiese din executarea întregii lucrări fac obiectul unui raport pe care îl întocmește formațiunea de prospecțiuni geofizice, cu sprijinul și acordul secției din care face parte și cu acordul serviciului de prospecțiuni geofizice și al direcției întreprinderii ².

Un plan pentru întocmirea raportului este reprodus mai jos:

RAPORT DE PROSPECȚIUNE GEOFIZICĂ

Text:

I. Introducere (precizarea regiunii de lucru, schema lucrărilor executate și justificarea ei, componența și utilajul tehnic al formațiunii, indicii tehnico-economici planificați și realizați, realizări la transporturi auto etc.).

II. Caracteristica geologică și geofizică a regiunii prospectate (morfologia și hidrografia regiunii, lucrări geologice și geofizice anterioare și principalele rezultate ale acestora).

III. Metodica și tehnica lucrărilor de teren (metoda de lucru folosită, aparatura, precizia măsurătorilor, indici de calitate, precizia datelor finale).

IV. Interpretarea materialului privind lucrările geofizice (determinări directe și indirecte a proprietăților fizice ale rocilor cu rezultate numerice, interpretarea acestor date, interpretarea carotajelor geofizice eventual existente în regiune etc.).

V. Rezultatele prospecțiunii geofizice (descrierea anomaliilor geofizice sau a elementelor structurale determinate prin lucrarea respectivă, încadrarea lor în anomaliile sau elementele structurale regionale).

¹ Comitetul Geologic, *Îndrumător în problemele de protecția muncii, aspecte, îndrumări, legislație, formularistică*, București, Ed. tehnică, 1958.

² Ministerul Geologiei și protecției subsolului U.R.S.S. *Instrucțiuni provizorii referitoare la ordinea prelucrării materialelor geologice, întocmirea, avizarea și predarea Rapoartelor geologice*, București, I.D.T., 1951 (trad. din limba rusă).

VI. Interpretarea geologică a rezultatelor geofizice (transpunerea în termeni geologici a elementelor geofizice determinate).

VII. Concluzii (eficiența geologică și economică a prospecțiunii geofizice, principalele rezultate geologice obținute prin aceasta).

VIII. Propuneri (continuare de lucrări geofizice, detalieri geofizice, lucrări de explorare prin șanțuri, galerii, puțuri, foraje etc.).

IX. Bibliografie.

Anexe grafice:

I. Plan de situație a lucrărilor.

II. Harta geofizică a regiunii, avînd suprapuse în culori elementele geologice principale.

III. Diverse prelucrări după datele geofizice de bază.

IV. Profiluri și secțiuni caracteristice, cu ipoteze de interpretare geologică.

1.4. Controlul realizării sarcinilor de plan și a evoluției rezolvării problemei geologice. Controlul realizării ritmice a sarcinilor de producție la indicii tehnico-economici de plan și a evoluției rezolvării problemelor geologice puse formațiunilor de prospecțiuni geofizice se execută lunar, trimestrial și anual și prin sondaje și inspecții accidentale de către inginerii principali din secții, șefii de secție, șeful de serviciu de prospecțiuni geofizice, geologul-șef și directorul întreprinderii (ca șefi în scară ierarhică), precum și de către persoane cu delegație din serviciile de control tehnic și tehnica nouă și de controlul financiar intern; de asemenea, din conducerea ministerului sau a direcției generale tutelare.

Controlul privește toate etapele lucrărilor geofizice și se exercită prin recepții și autorecepții la sediul întreprinderii, situații și rapoarte preliminare predate de formațiuni sau prin inspecții accidentale pe teren.

1.5. Valorificarea lucrărilor de prospecțiuni geofizice. Valorificarea lucrărilor de prospecțiuni geofizice are două aspecte, și anume:

— *Valorificarea economică*, care se face prin încasarea de către întreprindere a valorii producției realizate la prețul mediu plafon planificat sau la prețul de deviz cu sarcină de reducere planificată. Diferența dintre valoarea producției realizate la prețul de cost real și valoarea producției realizate la prețul mediu plafon planificat reprezintă *beneficiul* provenit din efortul întreprinderii și merge la fondul de acumulări al acesteia.

— *Valorificarea economico-minieră și științifică*, care se face prin predarea către direcția generală tutelară și ministerul de resort a obiectivelor pentru explorare în vederea măririi rezervelor de materii prime ale statului și a informațiilor de ordin general, care conduc la mai bună cunoaștere a subsolului patriei noastre. Acestea deschid sau contribuie la rezolvarea problemelor de raionare metalo-genetică, de geneză și de condiții de acumulare a substanțelor minerale utile, de existență a unor accidente tectonice, care pot funcționa ca zone de migrare a substanțelor minerale utile, de construcție a subsolului, sub forma unor elemente geologice necunoscute etc.

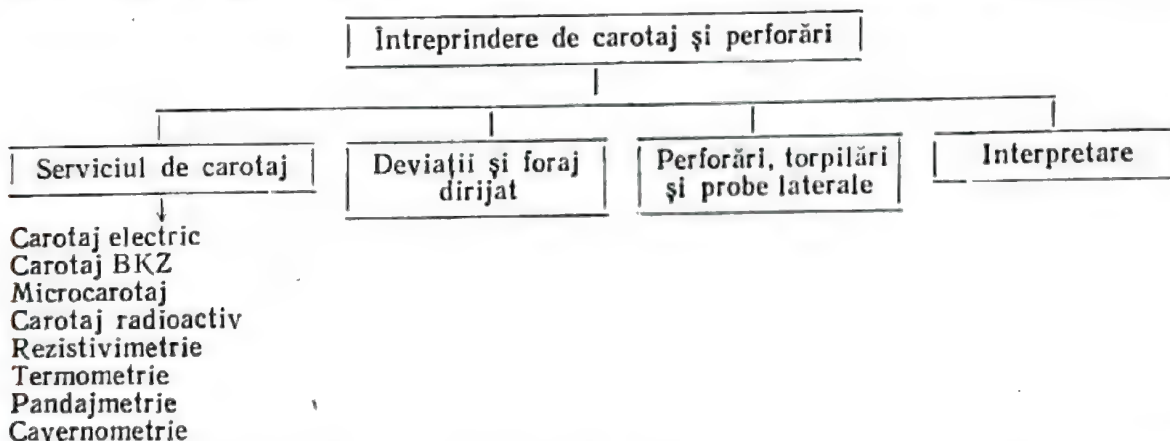
2. LUCRĂRILE GEOFIZICE DE CAROTAJ

În legătură cu efectuarea lucrărilor de carotaj geofizic sînt de precizat următoarele:

2.1. Organizarea. Cea mai mică unitate organizatorică, operativă este *formațiunea sau echipa specializată într-o anumită operațiune de geofizică industrială*; pot fi însă și cu *caracter complex*, pentru a executa două sau mai multe operații speciale, dacă condițiile tehnice și caracteristicile metodologice permit și dacă rațiuni economice impun aceasta.

Organizarea acestor formațiuni este mai simplă decît a celor de prospecțiuni geofizice, fiind compuse dintr-un inginer operator de specialitate, care este și șeful formațiunii, din 1—2 ajutori operatori (muncitori) și din 1—2 conducători auto.

Formațiunile de carotaj geofizic sînt grupate în secții sau servicii și acestea, la rîndul lor, eventual într-o întreprindere. Mai jos este dată schema de principiu a organizării unei astfel de întreprinderi, specificarea numai a serviciilor de profil (fără serviciile administrative, financiar-contabile etc.)



2.2. Planificarea. Operațiunile de geofizică industrială, executîndu-se înainte de efectuarea problemelor de producție a unei sonde, se încadrează către sfîrșitul perioadei de foraj a acestuia; pentru aceasta, planificarea lor se face prin programul de foraj al sondei respective. Programul sau planul de producție al întreprinderii derivă din planul general al direcției generale din ministerul tutelar privind explorarea și exploatarea prin foraje, cu secțiunile planului și indici tehnico-economiici acomodați și stabiliți pentru specificul ei.

2.3. Executarea lucrărilor. Executarea lucrărilor de geofizică industrială se face pe bază de *comandă telefonică*, confirmată ulterior în scris.

După executarea lucrărilor se întocmește un raport care conține materialul primar (diagrafiile) înregistrat la sondă, observații asupra mersului operațiilor, eventual date suplimentare de analiză și prognoza stabilită pe baza interpretării materialului, care se înaintează schelei beneficiare și direcției generale din minister.

2.4. Valorificarea lucrărilor de geofizică industrială. Ca și în cazul lucrărilor de prospecțiuni geofizice, valorificarea lucrărilor de geofizică industrială are două aspecte, și anume:

— *Valorificarea economică*, care se face prin încasarea de către întreprinderi a valorii lucrărilor pe bază de tarife. Diferența între valoarea producției, calculată la tarif republican și valoarea acesteia la prețul real de cost, reprezintă *beneficiul* obținut prin efortul întreprinderii și merge la fondul de acumulări al acesteia.

— *Valorificarea economică-minieră și științifică*, care se face prin predarea nivelurilor purtătoare de substanțe minerale utile în vederea exploatarei, explorării și corelării acestora, pentru cunoașterea cât mai bună a subsolului sau prin efectuarea unor operații speciale menite a asigura atingerea obiectivelor economice ale forajului respectiv.

* * *

În acest capitol au fost date câteva relații din care să apară modul cum se întrepătrund organic problemele de metodă, metodică și tehnică a lucrărilor de prospecțiune și carotaj geofizic cu cele tehnico-economice.

Executarea acestor lucrări presupune stăpânirea cunoștințelor de specialitate, îmbinate cu o riguroasă disciplină în muncă, de plan, economică-contabilă și financiară. Măsura lucrărilor geofizice se exprimă în ultimă instanță prin eficiența economică a acestora; ori ridicarea continuă a eficienței economice, sarcină de bază în etapa actuală, nu se poate realiza decât prin judicioasa alegere a metodei, metodicii și tehnicii de lucru în rezolvarea unei probleme geologice, aplicarea cu rigurozitate a prevederilor și instrucțiunilor tehnice de executare a acestora și organizarea cât mai bună a desfășurării lucrărilor pentru realizarea și depășirea indicilor tehnico-economici planificați.

Aceasta corespunde inginerului geofizician de tip nou, care trebuie să fie un specialist cu largi cunoștințe economice și cu un ridicat nivel politic-ideologic, și care să participe activ la creația istorică conștientă a construirii socialismului în patria noastră. Numai în modul acesta lucrările geofizice se vor încadra sub toate aspectele în activitatea economică unică a statului nostru democrat-popular, justificând importanța care li s-a acordat, precum și eforturile care se fac pentru dezvoltarea și ridicarea lor pe o treaptă cât mai înaltă.



BIBLIOGRAFIE

- Abelski M. E., Andreev B. A., Golomb V. E., Samsonov N. N. *Kurs gravirazvedki*, Gosudarstvennoe nauchnotekhnicheskoe izdatelstvo literatury, po geologii i ohrane nedr, Moskva, 1954.
- Alexeev F. A., *Radiometricheskii metod poiskov nefli i gaza (o prirode radiometricheskikh i radiogeohimicheskikh anomalii v raione neflianih i gazovih mestorojdenii)*, Iadernaia Gheofizika, Gostoptehizdat, Moskva, 1959.
- Băncilă I., *Geologia Carpaților Orientali*, București, Ed. științifică, 1958.
- Baranov V. I., *Radiometria*, Izdatelstvo Akademii Nauk SSSR, Moskva, 1956.
- Beca C., *Geologia țăntierelor petrolifere*, Ed. tehnică, București, 1955.
- Berdicevski M. N., *Elektricheskaia razvedka metodom telluricheskikh tokov*, Gostoptehizdat, Moskva, 1960.
- Berzon I. S., *Visokocistotnaia seismika*, Izdatelstvo Akademii Nauk SSSR, Moskva, 1957.
- Billings, M. P., *Structural Geology*, Prentice Hall Inc., New York, 1942.
- Chombart L. G., *Reconnaissance et évaluation des formations par diagraphies électriques et nucléaires*, Technip, Paris, 1957.
- Codarcea A., *Mineralogia și petrografia* (Manualul Inginerului de mine, I) București, Ed. tehnică 1951.
- Constantinescu L., *Curs de gravimetrie și prospecțiuni gravimetrice*, I, București, Ed. didactică și pedagogică, 1959.
- Constantinescu L., *Curs de geomagnetism și prospecțiuni magnetice*, I, București, Ed. didactică și pedagogică, 1961.
- Costa-Foru A. I., Manilici A. G., *Metode radioactive și geochimice pentru obținerea profilului de sonde*, București, Ed. tehnică, 1958.
- Dahnov V. N., *Interpretarea rezultatelor cercetării geofizice a profilului de sondă*, București, Ed. tehnică, 1961.
- Dahnov V. N., Diakonov D. I., *Termicheskie issledovania skvazhin*, Gostoptehizdat, 1952.
- Dahnov V. N., *Prospecțiunea electrică a zăcămintelor de petrol și gaze*, București, I.D.T., 1951.
- Davis Fr. J., *Scintillation counters* (Nuclear Geology), John Wiley and Sons Inc., New York, 1954.
- De-Sitter L. U., *Structural Geology*, McGraw-Hill Book Co., New York, 1956.
- Dobrin M. B., *Introduction to geophysical prospecting*, McGraw-Hill Book Co., New-York, 1952.
- Ermakov V. I., Laubenbach A. I., Ovanesov M. G., Romanov I. A., Skosireva L. I., *Rezultati issledovaniia estestvenogo gama-polia v neftenosnih raionah metodami vozdušnoi i nazemnoi radiometricheskoi siomki* (Iadernaia Gheofizika), Gostoptehizdat, Moskva, 1959.
- Favre B., *Cours de Géophysique*, Institut Français du Pétrole et Société des Éditions Technip, Paris, 1958.
- Gamburțev G. A., *Osnovi seismorazvedki*, Gosudarstvennoe nauchno tekhnicheskoe izdatelstvo neflianoi i gorno toplivnoi literatury, Moskva, 1959.
- Gavăț I., *Curs de interpretarea geologică a măsurătorilor geofizice*, București, Inst. de Petrol, Gaze și Geologie, 1961.
- Gheorghiu C., *Operații speciale* (Manualul inginerului petrolist, 44), București, Ed. tehnică, 1957.
- Grigoraș N., *Geologia zăcămintelor de petrol și gaze din R.P.R.*, București, Ed. tehnică, 1961.
- Gurvici I. I., *Seismorazvedka*, Gosudarstvennoe nauchno — tekhnicheskoe izdatelstvo literatury po geologii i ohrane nedr, Moskva, 1954.

- Grumbkov A. P., Mateev V. V., Semenov G. S., Sokolov A. D., *Radiometr-analizator „Autogras“ i ego primeneniye dlia radiometricheskikh poiskov nefli i gaza* (Iadernaia Gheofizika), Gostoptehizdat, Moskva, 1959.
- Haalck H., *Lehrbuch der angewandten Geophysik*, Verlag von Gebrüder Borntraeger, Berlin, 1934.
- Hedstrom H., *Phase measurements in electrical prospecting*, AIMME, Technical Publication 827-L50, 1937.
- Hedstrom H., *A new gravimeter for ore prospecting*, AIMME, Technical Publication 953, 1938.
- Heiland C. A., *Geophysical exploration*, Prentice-Hall Inc., New York, 1946.
- Heiland C. A., *Directions for the use of the Askania Torsion Balance*, The Maple Press Co., York Pa., 1953.
- Heiskanen W. A., Vening-Meinesz F. A., *The earth and its gravity field*, McGraw-Hill Book Co. Inc., New York, 1958.
- Hewitt-Dix C., *Seismic prospecting for oil*, Harper and Brothers, New York, 1952.
- Iakubovski I. V., Liahov L. L., *Elektrozvedka*, Gosudarstvennoe nauchno-tehnicheskoe izdatelstvo literatury po gheologhii i ohrane nedr, Moskva, 1956.
- Ianovski B. M., *Zemnoi magnetizm*, Gosudarstvennoe izdatelstvo tehniko-teoreticheskoi literatury, Moskva, 1953.
- Jakosky J. J., *Exploration Geophysics*, Trija Publishing Co., Los Angeles, 1950.
- Johnson D. H., *Radiometric prospecting and assaying* (Nuclear Geology), John Wiley and Sons Inc., New York, 1954.
- Kondratienko A. F., *Primeneniye radiometricheskikh metod dlia gheologhicheskogo kartirovaniya*, Gostoptehizdat, Moskva, 1959.
- Komarov S. G., *Gheofizicheskie metody issledovaniya neflianih skvazhin*, Gostoptehizdat, Moskva, 1952.
- Kosighin I. A., *Tectonica generală*, București, Ed. tehnică, 1962.
- Lasfargues P., *Prospection électrique par courants continus*, Masson et Cie, Paris, 1957.
- Lejay R. P. Pierre, *Développements modernes de la gravimétrie*, Gauthier-Villars Imp. édit., Paris, 1947.
- Logacev A. A., *Kurs magnitorazvedki*, Gosgheologizdat, Moskva, 1951.
- Lucițki V. I., *Scurt Curs de Petrografie*, Ed. tehnică a cărbunelui, Moscova, 1948 (trad. din limba rusă).
- Macovei G., *Geologia stratigrafică*, București, Ed. tehnică, 1954.
- Marble J. P., *Fundamental considerations, instruments and techniques of detection and measurements* (Nuclear Geology), John Wiley and Sons Inc., New York, 1954.
- Melkov V. G., Puhalski L. C., *Poiski mestorojdenii urana*, Gosgheoltekhizdat, Moskva, 1957.
- Milea N., *Elemente de Geomagnetism*, București, Ed. tehnică, 1959.
- Milcoveanu D., *Contribution à l'étude du rayonnement des substances naturelles*, Emmanuel Vitte, Lyon, 1941.
- Nesmeianov A. N., Baranov V. I., Zaborenko K. B., Rudenko N. P., Priselkov I. A., *Lucrări practice de radiochimie*, București, Ed. tehnică, 1959.
- Nettleton L. L., *Geophysical prospecting for oil*, McGraw-Hill Book Co, New York, 1940.
- Oncescu N., *Geologia Republicii Populare Române*, București, Ed. tehn., 1957.
- Peteu G. I., *Aplicațiile radioactivității în industria petrolului*, București, Ed. tehnică, 1959.
- Puzirev N. N., *Interpretarea datelor obținute la prospecțiuni seismice prin metoda undelor reflectate*, București, I.D.T., 1961.
- Reich H., *Angewandte Geophysik für Bergleute und Geologen*, Akademische Verlagsgesellschaft m.b.H., Leipzig, 1943.
- Reich H., Zwerger R. V., *Taschenbuch der angewandten Geophysik*, Akademische Verlagsgesellschaft Becker und Erler Kom.-Ges., Leipzig, 1943.
- Rische H., *Dichtebestimmungen im Gesteinsverband durch Gravimeter — und Drehwaagemessungen unter Tage*, Freiburger Forschungshefte Geophysik C. 35, Akad. Verlag, Berlin, 1957.
- Rothé J. P., *Thèses présentées à la Faculté des Sciences de Paris pour obtenir le grade de Docteur ès Sciences physiques*, Presses Univ. de France, Paris, 1930.
- Rothé É., *Les méthodes de prospection du sous-sol*, Paris, Gauthier-Villars et Cie, 1930.

- Slotnik M. M., *Lessons in seismic computing*, The Society of exploration geophysicists, Houston, 1959.
- Sorokin L. V., Maximov B. I., Kalenov E. N., Riabinkin L. A., Fedorenko A. N., Komarov S. G., *Prospecțiuni geofizice*, București, Ed. tehnică, 1951.
- Sorokin L. V., *Gravimetria i gravimetrieskaia razvedka*, Gostoptehizdat, Moskva, 1953.
- Ștefănescu S. Sabba, *Prospecțiuni electrice* (Manualul inginerului de mine, I), București, Ed. tehnică, 1952.
- Ștefănescu S. Sabba, *Prospecțiuni radiometrice* (Manualul-Inginerului de Mine, I), București, Ed. tehnică, 1952.
- Ștefănescu S. Sabba, *Elemente de teoria cîmpului electromagnetic*, București, 1962.
- Teodorescu Al., Atanasescu P., *Organizarea și planificarea lucrărilor geologice*, București, Ed. tehnică, 1958.
- Vahromeev S. A., *Mestorojdenia poleznih iskopaemih, ih klassifiaciia i uslovia obrazovania*, Gosgheoltehzdat, Moskva, 1961.
- Wyllie M. R. I., *Bazele interpretării profilelor electrice ale sondelor*, București, Ed. tehnică, 1959.
- Zavarițki A. N., *Rocile eruptive*, București, I.D.T., 1958.



CUPRINS

	<u>Pag.</u>
INTRODUCERE	3
PARTEA ÎNTÎI	
BAZELE FIZICO-GEOLOGICE ALE METODELOR GEOFIZICE DE PROSPEC- ȚIUNE ȘI CAROTAJ	11
X CAP. I. POTENȚIALUL GRAVITĂȚII ȘI DERIVATELE LUI	13
1. Legile lui Newton.....	13
2. Mărimi gravimetrice	14
CAP. II. DENSITATEA ROCILOR ȘI FORMAȚIUNILOR GEOLOGICE	22
1. Metode pentru determinarea densității	23
2. Contraste de densitate și de masă	27
X CAP. III. POTENȚIALUL MAGNETIC ȘI DERIVATELE LUI	35
1. Magnetul permanent	35
2. Magnetizarea prin inducție	38
3. Legătura analitică dintre anomaliile magnetice și gravimetrice legate genetic	42
CAP. IV. PROPRIETĂȚILE MAGNETICE ALE ROCILOR ȘI FORMAȚIUNILOR GEOLOGICE	44
1. Metode folosite la determinarea susceptibilității magnetice	45
2. Factori care contribuie la fixarea valorii susceptibilității magnetice	48
3. Date asupra susceptibilității magnetice a minereurilor și a rocilor din R.P.R.	51
CAP. V. GEOMAGNETISMUL. ELEMENTELE CÎMPULUI GEOMAGNETIC	54
1. Cîmpul geomagnetic	55
2. Originea cîmpului geomagnetic	56

	<u>Pag</u>
3. Variațiile în timp ale cîmpului geomagnetic	59
4. Cîmpul geomagnetic normal și anomaliile-cîmpului geomagnetic	62
CAP. VI. FENOMENE RADIOACTIVE NATURALE ȘI PROVOCATE	64
1. Radioactivitatea naturală	65
2. Radioactivitatea provocată	70
CAP. VII. PROPRIETĂȚILE RADIOACTIVE ALE ROCILOR ȘI FORMAȚIUNILOR GEOLOGICE	72
1. Proprietăți radioactive naturale	72
2. Proprietăți radioactive provocate	75
CAP. VIII. PRODUCERA ȘI PROPAGAREA UNDELOR ELASTICE	76
1. Deformări elastice. Parametrii elastici și legătura dintre aceștia și viteza de propagare a undelor elastice	76
2. Producerea și propagarea undelor elastice	79
CAP. IX. VITEZA DE PROPAGARE A UNDELOR ELASTICE ÎN ROCI ȘI FORMAȚIUNI GEOLOGICE	85
1. Metode de determinare a vitezei de propagare a undelor elastice	86
2. Factori de variabilitate a vitezei de propagare a undelor elastice	89
3. Valori medii ale vitezei de propagare a undelor elastice pe teritoriul RPR.	91
CAP. X. FENOMENE ELECTRICE NATURALE ȘI PROVOCATE	92
1. Activitatea electrochimică naturală	92
2. Cîmpul teluric	95
3. Activitatea electrochimică provocată	97
4. Propagarea curenților electrici în subsol și fenomenele care o însoțesc.	93
CAP. XI. PROPRIETĂȚILE ELECTRICE ALE ROCILOR ȘI FORMAȚIUNILOR GEOLOGICE	110
1. Factori de care depinde valoarea rezistivității specifice a rocilor și a formațiunilor geologice	113
CAP. XII. FENOMENE TERMICE. PROPRIETĂȚILE TERMICE ALE ROCILOR ȘI FORMAȚIUNILOR GEOLOGICE	118
1. Cîmpul termic	118
2. Proprietățile termice ale rocilor și formațiunilor geologice	120

PARTEA A DOUA

Pag.

METODICA ȘI TEHNICA LUCRĂRILOR GEOFIZICE DE PROSPECȚIUNE ȘI CAROTAJ	123
CAP. XIII. METROLOGIA DERIVATELOR POTENȚIALULUI GRAVITAȚII ÎN PROSPECȚIUNEA GRAVIMETRICĂ	125
1. Metrologia gradientului orizontal și a curbării diferențiale	125
2. Metrologia cîmpului gravitații	130
CAP. XIV. DETERMINAREA ANOMALIILOR GRAVIMETRICE	139
1. Determinarea anomaliilor gradientului orizontal și a curburii diferențiale..	139
2. Determinarea anomaliilor cîmpului gravitații	144
CAP. XV. PRELUCRAREA ANOMALIILOR GRAVIMETRICE	152
1. Separarea anomaliilor gravimetrice	152
2. Determinarea surselor de anomalii gravimetrice	166
CAP. XVI. GRAVITATEA ȘI TEORIA IZOSTATICĂ	173
1. Ipoteze izostatice	174
2. Tipuri de anomalii gravimetrice folosite în studiile de izostazie	176
3. Concluzii care apar din studiile izostatice.....	173
4. Exemple de anomalii izostatice	178
CAP. XVII. METROLOGIA DERIVATELOR POTENȚIALULUI GEOMAGNETIC ÎN PROSPECȚIUNEA MAGNETOMETRICĂ	182
1. Măsurători geomagnetice absolute	182
2. Măsurători geomagnetice relative	183
CAP. XVIII. DETERMINAREA ȘI PRELUCRAREA ANOMALIILOR MAGNETICE	190
1. Determinarea anomaliilor elementelor cîmpului geomagnetic	190
2. Prelucrarea anomaliilor magnetice	191
CAP. XIX. MICROMAGNETISMUL	204
1. Natura problemelor geologice rezolvabile prin micromagnetism	209
CAP. XX. NOȚIUNI DE PALEOMAGNETISM	211
1. Cîteva rezultate ale studiului magnetizării rocilor sedimentare	215
2. Aplicații ale studiului magnetizării rocilor	217

	<u>Pag.</u>
CAP. XXI. METROLOGIA RADIATIILOR ȘI EMANAȚIILOR ÎN PROSPECȚIUNEA ȘI CAROTAJUL RADIOACTIV	221
1. Metode și aparate de măsură pentru radiații	221
2. Metode și aparate de măsură pentru emanații	226
3. Metodica și tehnica prospecțiunii radiometrice	227
4. Metodica și tehnica procedeeilor de carotaj radioactiv	229
CAP. XXII. APARATURA PENTRU PROSPECȚIUNEA SEISMOMETRICĂ	233
1. Producerea undelor elastice	233
2. Înregistrarea sosirii undelor elastice la suprafața solului	235
CAP. XXIII. METODE DE PROSPECȚIUNE SEISMOMETRICĂ BAZATE PE REFRAȚIA UNDELOR ELASTICE	245
1. Fundamentarea teoretică și relațiile cantitative	246
2. Metodica și tehnica prospecțiunii seismometrice pe baza undelor refractate..	253
CAP. XXIV. METODE DE PROSPECȚIUNE SEISMOMETRICĂ BAZATE PE REFLEXIA UNDELOR ELASTICE	265
1. Corelația continuă pe profil a undelor reflectate	265
2. Seismosondajul	281
3. Metoda R.N.P.	283
CAP. XXV. METODE DE PROSPECȚIUNE ȘI CAROTAJ ELECTRIC BAZATE PE FENOMENE NATURALE	286
1. Prospecțiunea prin metoda potențialului natural (PN).....	286
2. Prospecțiunea prin metoda curenților telurici (CT)	292
3. Carotajul potențialului natural (PN)	298
CAP. XXVI. METODE DE PROSPECȚIUNE ȘI CAROTAJ ELECTRIC BAZATE PE CURENT CONTINUU	299
1. Prospecțiunea prin metoda liniilor echipotențiale	300
2. Prospecțiunea prin metoda rezistivităților	302
3. Carotajul rezistivității aparente	313
CAP. XXVII. METODE DE PROSPECȚIUNE ȘI CAROTAJ ELECTRIC BAZATE PE CURENT ALTERNATIV	320
1. Prospecțiunea prin metoda potențialului provocat (PP).....	322
2. Prospecțiunea prin metoda liniilor echipotențiale	323
3. Prospecțiunea prin metoda inducției	325
4. Prospecțiunea prin metoda TURAM	327
5. Prospecțiunea prin metode radioelectrice	330
6. Carotajul potențialului provocat (PP)	331
7. Carotajul inductiv.....	333
CAP. XXVIII. CAROTAJUL TERMIC.....	334

PARTEA A TREIA

Pag.

INTERPRETAREA GEOLOGICĂ A REZULTATELOR LUCRĂRILOR GEOFIZICE DE PROSPECȚIUNE ȘI CAROTAJ	337
CAP. XXIX. PRINCIPIILE GENERALE ALE INTERPRETĂRII GEOLOGICE A REZULTATELOR LUCRĂRILOR GEOFIZICE	339
1. Scopul și principiile generale ale interpretării geologice	339
2. Problema ambiguității fundamentale a metodelor geofizice și posibilitățile de restrângere sau ridicare totală a ei	342
3. Problema criteriilor și a corelațiilor de interpretare geologică.....	349
CAP. XXX. PREGĂTIREA MATERIALULUI GEOFIZIC PENTRU INTERPRETAREA GEOLOGICĂ	352
1. Rezultatele prospecțiunii gravimetrice	352
2. Rezultatele prospecțiunii magnetometrice	358
3. Rezultatele prospecțiunii radiometrice	359
4. Rezultatele prospecțiunii seismometrice	359
5. Rezultatele prospecțiunii electrometrice	364
6. Rezultatele metodelor de carotaj geofizic	366
CAP. XXXI. APRECIEREA CALITĂȚII REZULTATELOR LUCRĂRILOR GEOFIZICE	367
1. Rezultatele prospecțiunii gravimetrice	368
2. Rezultatele prospecțiunii magnetometrice	370
3. Rezultatele prospecțiunii radiometrice	371
4. Rezultatele prospecțiunii seismometrice	371
5. Rezultatele prospecțiunii electrometrice	373
6. Rezultatele carotajului geofizic	374
CAP. XXXII. ÎNTOCMIREA DOCUMENTAȚIEI EXTRAGEOFIZICE	376
1. Hărțile geologice de suprafață	376
2. Secțiunile geologice ipotetice	377
3. Lucrările de explorare	378
4. Lucrările de exploatare	378
5. Datele tehnice	379
6. Proprietățile fizice ale rocilor	379
CAP. XXXIII. APRECIEREA CAPACITĂȚII DE REZOLVARE PRIN METODELE GEOFIZICE A PROBLEMELOR GEOLOGICE. ROLUL EXEMPLELOR DE PROBLEME GEOLOGICE REZOLVATE PRIN METODELE GEOFIZICE	381

	<u>Pag.</u>
CAP. XXXIV. INTERPRETAREA GEOLOGICĂ A ANOMALIILOR GRAVIMETRICE	384
1. Aplicabilitatea prospecțiunii gravimetrice. Capacitatea de rezolvare a problemelor geologice.....	384
2. Principalele probleme geologice rezolvabile prin metoda de prospecțiune gravimetrică	387
3. Trăsăturile specifice ale interpretării geologice a anomaliilor gravimetrice. Exemple	389
CAP. XXXV. INTERPRETAREA GEOLOGICĂ A ANOMALIILOR MAGNETICE	401
1. Aplicabilitatea prospecțiunii magnetometrice. Capacitatea de rezolvare a problemelor geologice.....	401
2. Principalele probleme geologice rezolvabile prin metoda de prospecțiune magnetometrică	404
3. Trăsăturile specifice ale interpretării geologice a anomaliilor magnetice. Exemple	406
CAP. XXXVI. INTERPRETAREA GEOLOGICĂ A ANOMALIILOR RADIO-METRICE	423
1. Aplicabilitatea prospecțiunii radiometrice. Capacitatea de rezolvare a problemelor geologice.....	423
2. Trăsăturile specifice ale interpretării geologice a anomaliilor radiometrice. Exemple	424
CAP. XXXVII. INTERPRETAREA GEOLOGICĂ A ELEMENTELOR STRUCTURALE DEDUSE DIN DATE SEISMOMETRICE	432
1. Aplicabilitatea prospecțiunii seismometrice. Capacitatea de rezolvare a problemelor geologice.....	432
2. Principalele probleme geologice rezolvabile prin metoda de prospecțiune seismometrică	436
3. Trăsăturile specifice ale interpretării geologice a rezultatelor prospecțiunii seismometrice. Exemple	438
CAP. XXXVIII. INTERPRETAREA GEOLOGICĂ A ANOMALIILOR ȘI ELEMENTELOR STRUCTURALE DEDUSE PRIN PROSPECȚIUNEA ELECTROMETRICĂ	449
1. Aplicabilitatea prospecțiunii electrometrice. Capacitatea de rezolvare a problemelor geologice.....	449
2. Principalele probleme geologice rezolvabile prin metoda de prospecțiune electrometrică	450
3. Trăsăturile specifice ale interpretării geologice a rezultatelor prospecțiunii electrometrice. Exemple	452

CAP. XXXIX. INTERPRETAREA GEOLOGICĂ A DIAGRAAMELOR DE CAROTAJ GEOFIZIC	470
1. Aplicabilitatea metodelor geofizice de carotaj. Capacitatea de rezolvare a problemelor geologice.....	470
2. Principalele probleme geologice rezolvabile prin metodele de carotaj geofizic	475
3. Trăsăturile specifice ale interpretării geologice a diagramelor de carotaj geofizic. Exemple	478
CAP. XL. INTERPRETAREA GEOLOGICĂ COMPLEXĂ A REZULTATELOR LUCRĂRILOR GEOFIZICE	478
1. Legăturile posibile între anomaliiile câmpurilor potențiale și formele de zăcămint ale rocilor	489
2. Legăturile posibile între elementele structurale deduse indirect și formele de zăcămint ale rocilor	493
3. Avantajele complexării rezultatelor lucrărilor geofizice	494
CAP. XLI. ASPECTELE TEHNICO-ECONOMICE ALE LUCRĂRILOR GEOFIZICE. EFICIENȚA ECONOMICĂ A ACESTORA	500
1. Lucrările geofizice de prospecțiune	502
2. Lucrările geofizice de carotaj	512
BIBLIOGRAFIE	514



Redactor responsabil: NICOLAE ALEXANDRU
Tehnoredactor: BALAIȚA TITEL

*Dat la cules 27.07.1964. Bun de tipar 06.11.1964. Apă-
rut 1964. Tiraj 800+110 1/2 pinză. Hirtie scris tip 1 a
80 g/m², 70×100/16. Coli editoriale 39,632. Coli de tipar 23.
Plan 1881. A. 11162. C. Z. pentru bibliotecile mari
550.3(075.8). C. Z. pentru bibliotecile mici 55.*

Intreprinderea Poligrafică „13 Decembrie 1918”,
Str. Grigore Alexandrescu nr. 93—95, București—R.P.R.
Comanda nr. 1660



Prețul cărții . . . 18,60 lei
Prețul legăturii 2.— lei
Total 20,60 lei